N° D'ORDRE :
ANNÉE 1973
N° C.N.R.S. A.O. 8793

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE PROVENCE

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Roland TROMPETTE

LE PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR ET LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR DE L'ADRAR DE MAURITANIE

(bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest)

UN EXEMPLE DE SÉDIMENTATION DE CRATON

ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE

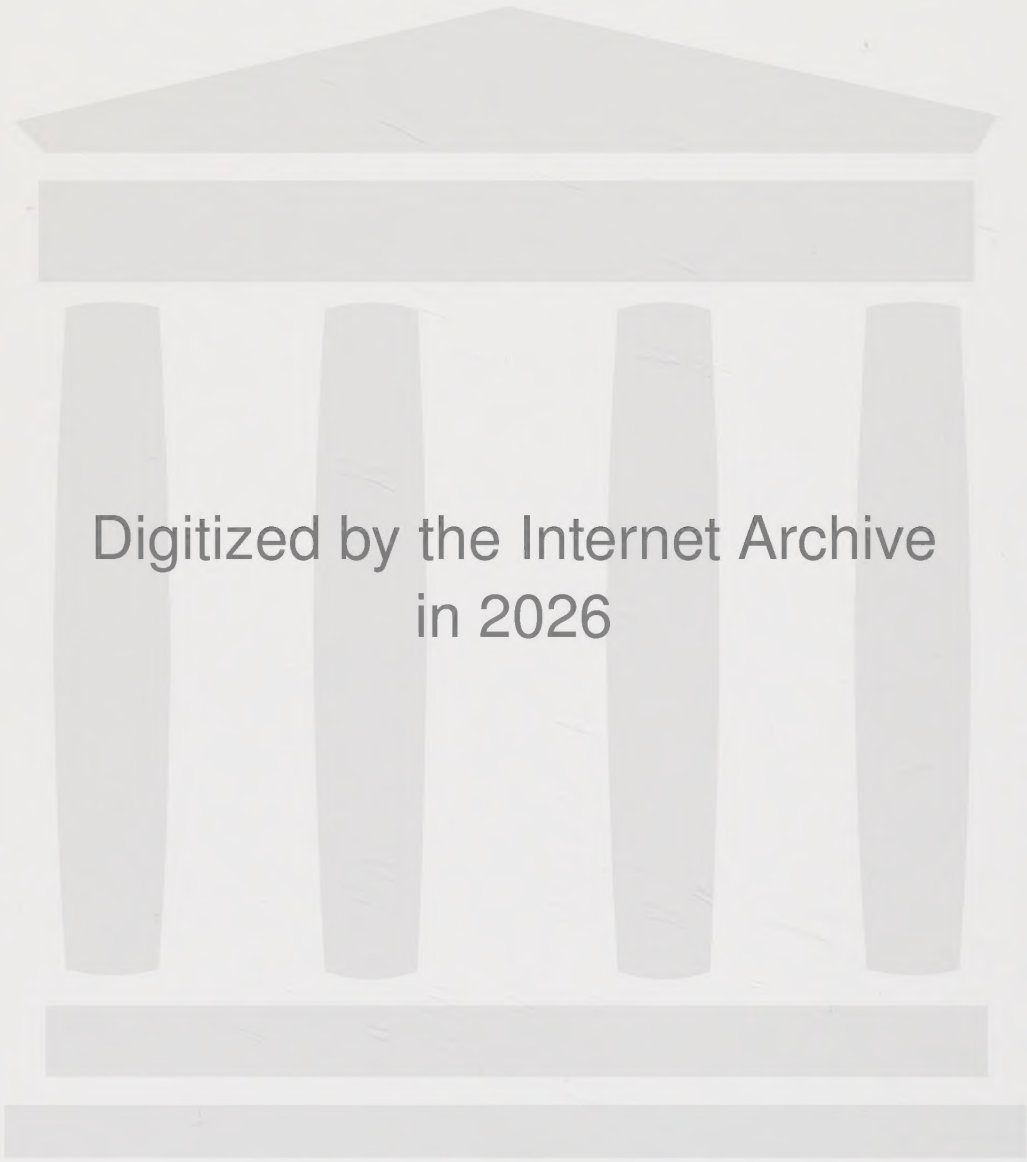
TOME II
Séries 2 et 3

Soutenue devant la Commission d'examen :

M. F. TESSIER, président

M. G. MILLOT, M. J. SOUGY } examinateurs

M. B. BIJU-DUVAL, invité


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549012_0006

ETUDE DE LA SÉRIE 2

PRÉCAMBRIEN TERMINAL (?), CAMBRIEN (?)

ET ORDOVICIEN INFÉRIEUR (?)

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Comprise entre deux discordances, qui correspondent toutes deux à des phénomènes glaciaires, la série 2 est, en Adrar, bien définie. Son attribution, à titre d'hypothèse, à la partie terminale du Précambrien supérieur, au Cambrien et à l'Ordovicien inférieur repose sur :

(1) l'assimilation de la tillite inférieure (CO_1) aux formations glaciaires qui, selon les auteurs, sont rattachées à l'Eocambrien, à l'Infracambrien ou au sommet du Précambrien supérieur. Ces formations glaciaires, très largement répandues dans le monde, précèdent la transgression du Cambrien inférieur.

(2) l'assimilation de la discordance de ravinement supérieure, d'origine glaciaire, à la discordance datée du Caradoc au Sahara central (S. Beuf, B. Biju-Duval, O. De Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef, 1971) et de l'Ashgill dans l'Anti-Atlas (J. Destombes, 1968 a et b). Cette corrélation est étayée, en Adrar, par la présence, à quelques dizaines de mètres au-dessus de la discordance, de shales à Graptolites du Llandovery inférieur à moyen (déterminations inédites de S. Willefert).

(3) la présence, au sommet de la série 2 (CO_{13}), de deux faunules de Brachiopodes inarticulés que Ph. Legrand (1967 et 1969) rattache au Cambrien supérieur ou à l'Ordovicien inférieur. Ces données paléontologiques montrent que les parties moyenne et supérieure de la série 2, généralement attribuées au Cambro-Ordovicien ou même à l'Ordovicien, sont probablement essentiellement cambriennes.

La série 2 a été subidivisée en 3 groupes qui sont de haut en bas :

- le *groupe des Plateaux d'Oujeft*, que, par souci de simplification, nous appellerons aussi groupe des Plateaux, CO_9-CO_{13} ou O_1-O_3 dans la nomenclature Th. Monod (1952), caractérisé par une sédimentation gréseuse homogène.
- le *groupe de la Falaise d'Atar*, ou groupe de la Falaise, CO_4-CO_8 (C_{15} en partie - C_{19}), qui débute par des grès grossiers et des dolomies et dolomies calcaires à Stromatolites et se poursuit par un ensemble gréso-argileux souvent rougeâtre.
- le *groupe de Bthaat Ergil*, d'origine glaciaire, CO_1-CO_3 (C_{12}-C_{15} en partie), qui comprend, à la base, des sédiments franchement glaciaires et, au sommet, des faciès dont la nature glaciaire est plus douteuse.

Le groupe de la Falaise est transgressif et localement discordant sur le groupe de Bthaat Ergil ; il peut, à l'extrémité sud-ouest de l'Adrar, reposer directement sur le socle de l'Amsaga. Par contre, la limite entre les groupes de la Falaise d'Atar et des Plateaux d'Oujeft est purement lithologique.

La succession stratigraphique que nous proposons (tabl. XIX) est sensiblement différente de celle de Th. Monod (1952).

La notion de niveau stratigraphique bien nette dans la série 1, est ici beaucoup plus difficile à dégager, une sédimentation monotone, essentiellement détritique, ayant remplacé la sédimentation rythmique de la série 1.

Chapitre I

MISE EN EVIDENCE DE TROIS GROUPES AU SEIN DE LA SÉRIE 2

L'idée de subdiviser l'ensemble C_{12} - C_{19} (nomenclature Th. Monod, 1952) n'est pas nouvel- (tabl. XX). Elle a été proposée par R. Dars et J. Sougy (1958) qui faisaient débuter leur sé- 2 (Cambrien) au toit des calcaires d'Amojiar, C_{16}, puis, plus récemment, par G. Choubert, A. ure-Muret et R. Charlot (1968) qui individualisent un groupe du Dhar dont le mur est C_{17} . 293) ou C_{I5} (p. 305). Il s'agit là de compilations à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest qui, ce qui concerne le problème précis de l'Adrar de Mauritanie, ne s'appuient sur aucune étude de tail.

Nous proposons, à partir d'observations faites en Adrar, de subdiviser la série 2 en trois oupes (tabl. XIX).

	DISCORDANCE DE RAVINEMENT FINI-ORDOVICIENNE : GLACIATION		
			Th. Monod (1952)
	Groupe des Plateaux d'Oujeft	CO_9 - C_{13}	O_1 - O_3
	LIMITE LITHOLOGIQUE		
	Groupe de la Falaise d'Atar	CO_4 - CO_8	C_{15} (en partie) - C_{19}
	TRANSGRESSION — DISCORDANCE LOCALE		
Série 2	Groupe de Bthaat Ergil	CO_1 - CO_3	C_{12} - C_{15} (en partie)
	DISCORDANCE ANGULAIRE : GLACIATION		
	Série 1 Précambrien supérieur		
	DISCORDANCE MAJEURE		
	Précambrien inférieur Série de l'Amsaga		

Tableau XIX : Subdivision de la série 2 en trois groupes

Le groupe glaciaire de Bthaat Ergil

La base du groupe de Bthaat Ergil coïncide avec la base de la série 2 discordante sur la érie 1, localement sur le socle. Cette discordance, et la tillite qui la souligne, sont connues, Afrique de l'Ouest, depuis fort longtemps. Dès 1933, L. Baud affirmait le caractère *glaciaire* conglomérat de Kayes - Bafoulabé (frontière du Mali, de la Mauritanie et du Sénégal), tandis ue F. Jacquet (1937), en Adrar de Mauritanie, sans définir la nature du conglomérat des Jbeliat

(C_{12} de Th. Monod, 1952) le considérait comme représentant la base d'une série cambro-ordovicienne supérieure *discordante* sur un Cambro-Ordovicien inférieur. On remarquera la qualité des observations de ces deux géologues qui, dès 1937, proposaient un schéma stratigraphique très voisin de l'actuel.

Dans sa reconnaissance géologique de l'Adrar de Mauritanie, Th. Monod (1952, p. 31-32) rejette le schéma proposé par F. Jacquet. Le conglomérat polygénique des Jbeliat est local ; il ne représente qu' "une phase particulièrement accusée d'accumulation détritique, au bord d'un relief cristallin, mais sans signification stratigraphique importante". Pour cet auteur, la série sédimentaire de l'Adrar, qui s'étend du Cambrien au Dévonien, est compréhensive.

Il faudra attendre 1958 pour que I. Mc Phee, D.D. Anderson et G. Muret, au cours d'une reconnaissance pétrolière de la Conorada Oil Company de la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, décrivent, dans la région d'Atar, le conglomérat des Jbeliat comme une tillite, tout en lui redonnant l'importance stratigraphique que F. Jacquet lui avait accordée plus de vingt ans auparavant.

La découverte, ou la redécouverte de cette tillite en de nombreux points du bassin de Taoudeni, aboutit à la première synthèse géologique (M. Zimmermann, 1960). La base de la série sédimentaire est subidivisée sur l'ensemble du bassin en deux séries discordantes ; la tillite qui marque la base de la série 2 joue le rôle d'un fil directeur dans la géologie du bassin de Taoudeni.

En Adrar cette discordance est très nette. Elle est actuellement admise par la quasi-totalité des géologues ayant travaillé dans le bassin de Taoudeni. Cependant, dans la région d'Atar, l'importance et la généralité de la tillite ont été contestées par Th. Monod (1960) dans son étude de la falaise d'Hamdoum et d'Aguinjob. A l'échelle d'une coupe, la discordance série 2 - série 1 n'apparaît pas, les différences de pendage étant très faibles, tant en direction qu'en intensité. Par contre elle est visible lorsqu'on examine attentivement la falaise dans la région d'Hamdoum et au Sud du Guelb Nouatil où l'on peut voir disparaître, sous la tillite, les niveaux de roches carbonatées de la série 1 aisément reconnaissables à leur couleur et leur morphologie particulières.

2) Le groupe de la Falaise d'Atar

Le groupe de la Falaise d'Atar est transgressif et localement discordant sur le groupe de Bthaat Ergil (fig. 85); au Sud-Ouest, il repose directement sur le socle métamorphique de l'Amsaga. Cette transgression s'accompagne d'un épaississement : 252 m à Amojiar, 260 m à Lekhleïgate et 285 m à Chelakh Taichot (fig. 135).

La notion de transgression est une notion complexe qui mérite qu'on l'examine attentivement. Les conditions d'affleurement étant relativement mauvaises dans la zone clé de Chelakh Taichot, il n'est pas possible d'étudier en détail le contact entre les groupes de la Falaise et de Bthaat Ergil ; on en est réduit aux hypothèses. Trois hypothèses peuvent expliquer la disposition géométrique schématisée dans la figure 85 : une discordance angulaire très faible, une transgression sur la bordure mobile d'un continent ou un haut-fond submergé seulement par CO_4.

Il est bien évident que, selon le cas envisagé, la notion de transgression prend une signification différente. Dans la première hypothèse sa signification est claire ; elle est la traduction d'un événement tectonique et, à ce titre, marque une coupure fondamentale de l'échelle

stratigraphique.

Nous allons examiner, de façon plus détaillée, ces trois hypothèses.

a) *Discordance angulaire très faible*

Cette hypothèse n'a guère besoin d'être longuement explicitée. Des mouvements tectoniques de faible ampleur amènent l'émersion et l'érosion partielle ou totale du groupe de Bthaat Ergil. Cette solution est peu plausible, le phénomène ne présentant pas la généralité d'une discordance angulaire qui, même lorsqu'elle est très faible (discordance de la base de la série 2), apparaît nettement si on l'étudie sur une surface suffisamment grande.

b) *Transgression sur la bordure immobile d'un continent*

Dans cette hypothèse, l'île de socle des Ibis est émergée lors de la sédimentation du groupe de Bthaat Ergil, mais elle est submergée par la transgression du groupe de la Falaise d'Atar.

c) *Transgression sur la bordure mobile d'un continent*

Selon cette troisième hypothèse, c'est le jeu de montée et de descente du panneau de socle des Ibis qui explique la disposition observée. Le panneau des Ibis a pu monter durant la sédimentation du groupe de Bthaat Ergil puis descendre ensuite.

Dans l'hypothèse (b) le rôle principal est tenu par la transgression du groupe de la Falaise, dans l'hypothèse (c) par le rejeu d'un panneau de socle. Mais on peut aussi combiner les deux facteurs.

Les observations fragmentaires faites au contact entre la base du groupe de Bthaat Ergil et le socle (fig. 111) sont plutôt en faveur de l'hypothèse (b). La transgression du groupe de la Falaise peut être alors interprétée de deux manières différentes. Il peut s'agir d'une transgression eustatique liée à la fonte de l'inlandsis du Précambrien supérieur ou bien d'une "transgression tectonique" liée à un phénomène orogénique, ou plus vraisemblablement épirogénique qui amène une modification de la configuration du bassin.

Toutefois, *la transgression de CO_4, qu'elle soit liée à un phénomène climatique ou tectonique, apparaît, à l'échelle de l'Adrar, comme un phénomène important qui peut servir à subdiviser la série stratigraphique.*

On se gardera d'étendre ce résultat à d'autres portions du bassin de Taoudeni. En effet, dans le cas d'une transgression tectonique, le schéma de la figure 86 montre comment une couche peut être, dans "sa partie amont", transgressive par rapport à la précédente, et régressive dans sa "partie aval", ceci par un simple changement de la configuration du bassin de sédimentation lié, par exemple, à des mouvements de la flexure continentale (J. Bourcart, 1958). Ceci montre le caractère relatif des notions de transgression et de régression.

Dans le cas précis qui nous intéresse, il est important de souligner que l'importance d'une transgression ne peut pas se juger à partir de l'ampleur du débordement ; en effet, comme l'a souligné D. Boulanger (1968 ?), en bordure de continents arasés, plats, présentant souvent des plaines côtières à des cotes négatives, une faible montée du niveau des mers suffit à amputer le continent de très vastes surfaces.

En conclusion, la transgression de CO_4, est un phénomène important à l'échelle de l'Adrar.

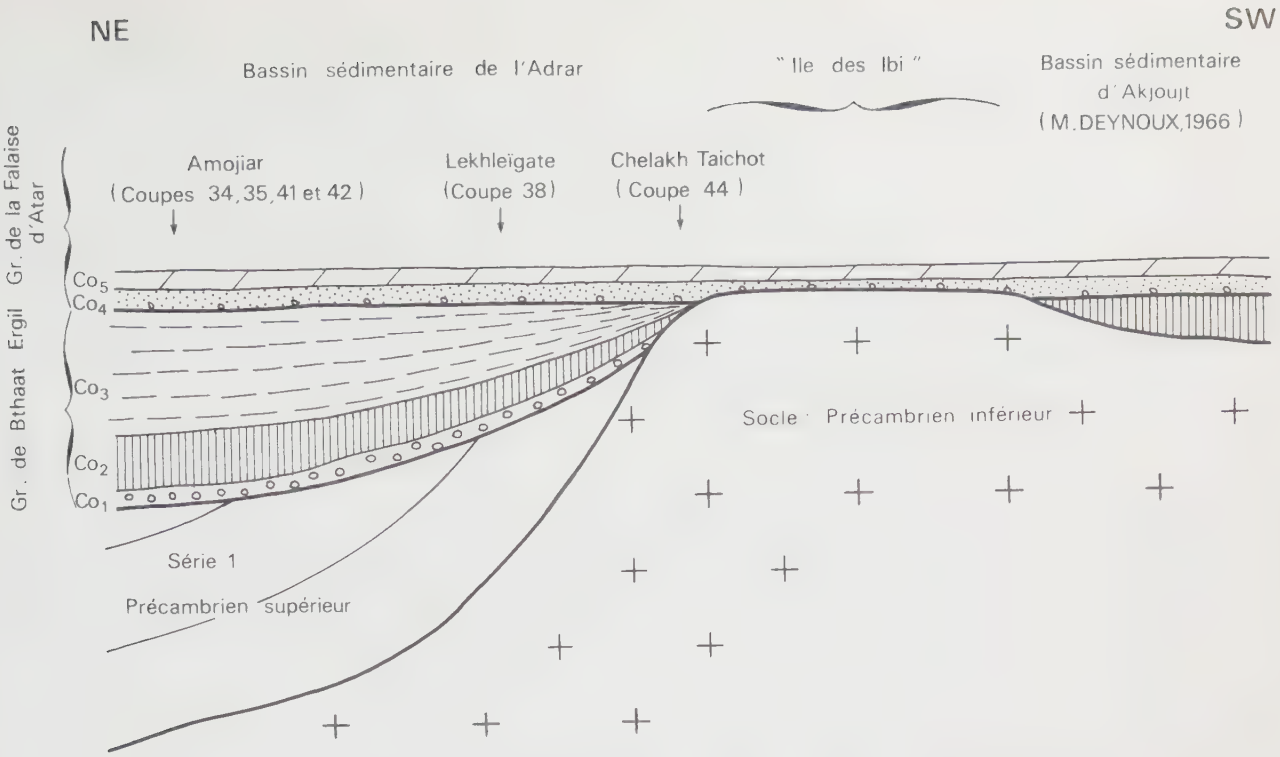


Figure 85 : Evolution schématique des groupes de Bthaat Ergil et de la Falaise d'Atar sur la bordure sud-ouest de l'Adrar (voir également figure 111)

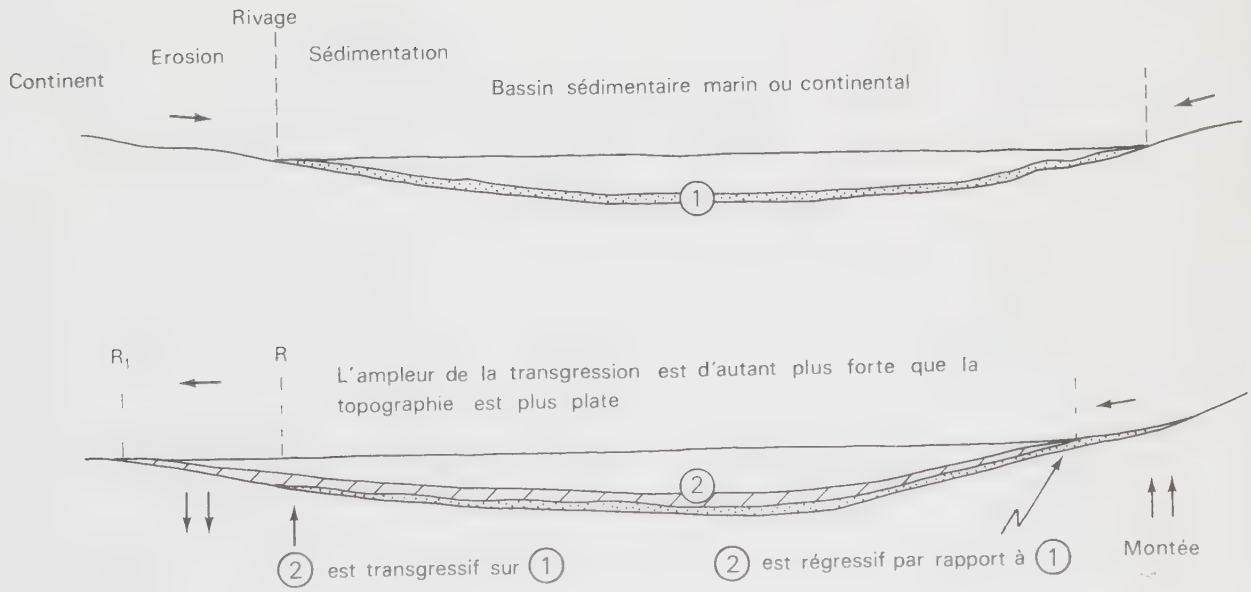


Figure 86 : Schéma théorique montrant le caractère relatif de la notion de transgression

Mais elle ne saurait, dans l'état actuelle de nos connaissances, être mise sur le même plan que les coupures fondamentales qui marquent la base des séries 2 et 3 et qui se retrouvent sur toute l'étendue du bassin.

3) Le groupe des Plateaux d'Oujeft

Le mur de ce groupe correspond à une simple coupure lithologique. A la sédimentation gréso-argileuse du groupe de la Falaise d'Atar succède une sédimentation franchement gréseuse.

4) Conclusions

Le tableau XX résume les principales subdivisions de la série 2. Dans le schéma que nous proposons (colonne de droite) on peut distinguer, à la base, un groupe glaciaire dont l'épaisseur varie de 0 à 280 m et, au sommet, un ensemble détritique, transgressif, lui même subdivisé en deux à l'aide de critères lithologiques.

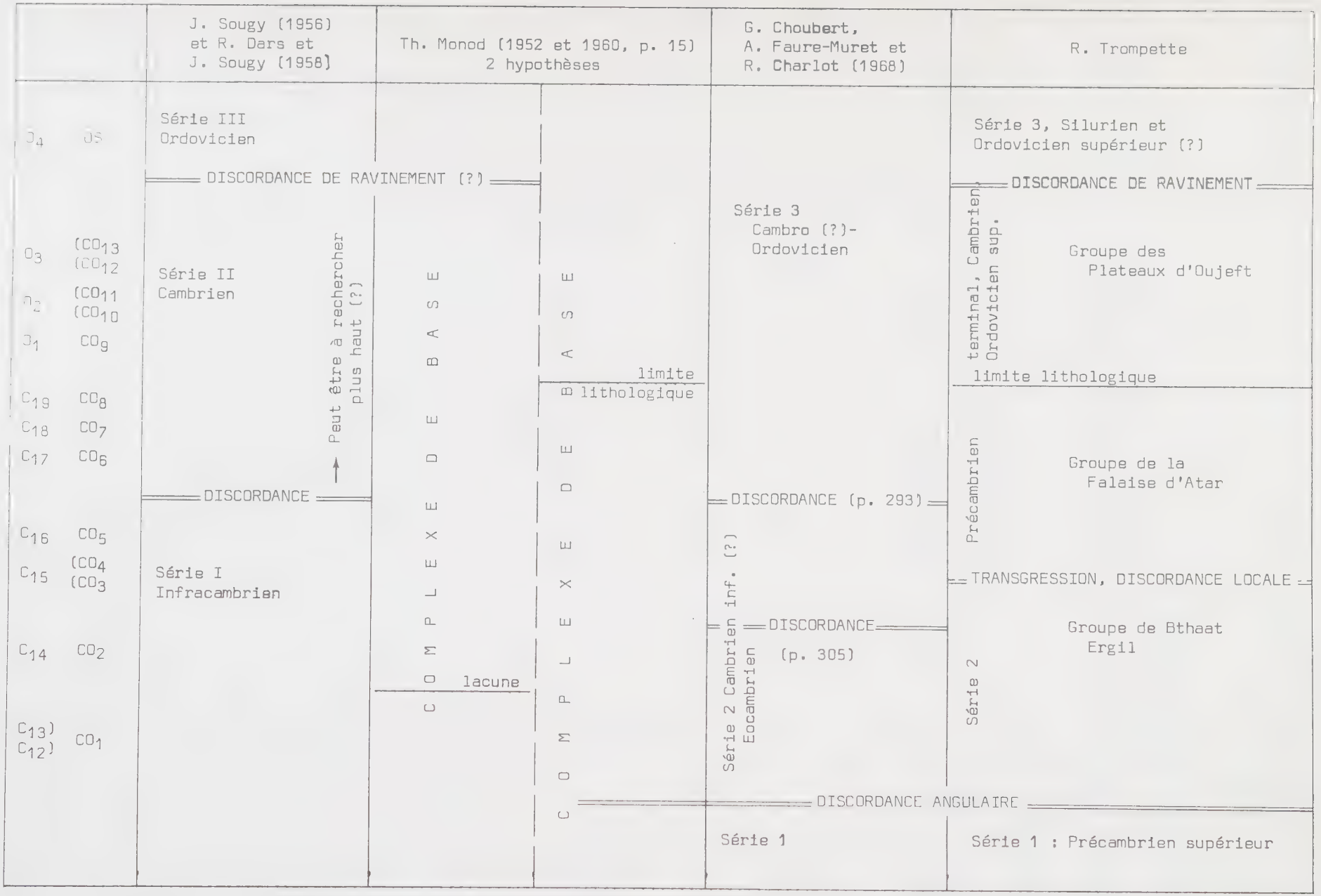


Tableau XX : Synthèse des principales subdivisions proposées pour la série 2 en Adrar de Mauritanie

Chapitre II

ETUDE DU GROUPE DE BTHAAT ERGIL

Le plan utilisé pour l'étude de ce groupe sera légèrement différent de celui adopté pour la série 1. En effet la principale caractéristique des sédiments glaciaires est de varier très rapidement, non seulement dans le plan vertical, mais également dans le plan horizontal. Dans ces conditions il est important de pouvoir reconstituer la forme des corps sédimentaires qui, par leur orientation, peuvent donner de précieux renseignements sur la dynamique de la glaciation.

Après quelques données générales sur le glaciaire, nous étudierons en détail ces corps sédimentaires glaciaires dans la zone des Jbeliat, carré de 6 km de côté, où ils sont particulièrement nets. La description des autres coupes se fera par comparaison avec les observations faites dans les Jbeliat.

I - DONNEES GENERALES SUR LE GLACIAIRE

1) Terminologie

Avant d'aborder l'étude du groupe essentiellement glaciaire de Bthaat Ergil, il est nécessaire de définir, même succinctement, le vocabulaire utilisé. En effet, des termes aussi communs que tillite, périglaciaire et proglaciaire, sont employés par les géographes et les géologues avec des acceptions variées.

Nous emploierons le terme général de *glaciaire* pour des dépôts ou des phénomènes liés de près ou de loin à la présence des glaciers. Par contre nous utiliserons *glaciaire (s.s.)* pour des dépôts ou des phénomènes directement liés au glacier (moraines, stries, marques d'arrachement...).

Le terme de *proglaciaire* sera employé pour des dépôts ou phénomènes intéressant les zones contiguës ou très proches du glacier. Il s'applique en particulier aux sédiments fluvio-glaciaires provenant du remaniement des dépôts morainiques par les eaux de fonte. Enfin, nous utiliserons le terme de *périglaciaire* pour désigner des structures, ou des dépôts sous la dépendance non plus du glacier mais du climat froid. Ce seront, par exemple, les sols structurés ou polygonaux, les kettles, les pingos, les dépôts de loess qui peuvent se situer à plusieurs centaines de kilomètres du front des glaces.

Dans les Jbeliat, nous verrons se succéder, sur une même verticale, des indices de phénomènes périglaciaires et glaciaires (*s.s.*) ; parfois même, phénomènes glaciaires (*s.s.*) et périglaciaires semblent pouvoir s'associer dans un même niveau CO_1,11.

Il y a encore une dizaine d'années, en Afrique occidentale, tous les dépôts glaciaires étaient groupés sous le terme de tillite et utilisés comme chronomarqueur à des fins essentielle-

ment stratigraphiques. Depuis quelques années, et principalement en Adrar de Mauritanie, les formations glaciaires ne sont plus uniquement étudiées du seul point de vue stratigraphique. Les bonnes conditions d'affleurement permettent de tenter de reconstituer les modalités de l'érosion et de la sédimentation d'un inlandsis. Pour entreprendre cette étude, il est nécessaire de disposer d'un vocabulaire détaillé, notamment d'un vocabulaire pétrographique. Cependant, l'existence, côte à côte, de zones étudiées en détail et de zones à peine reconnues, nous oblige à disposer, à la fois, d'un vocabulaire détaillé et de termes généraux.

Nous passerons d'abord en revue les principaux termes existant tant en français qu'en anglais. Nous aurons ainsi l'occasion de voir que leur signification varie selon les auteurs. Ceci tient surtout au fait que la classification des formations glaciaires est en partie une classification génétique.

Le terme de *tillite*, d'origine écossaise, est employé avec au moins trois acceptions différentes :

a) ensemble des dépôts d'origine glaciaire

b) roche conglomératique composée d'un ciment fin (argiles, silts, sables) et de blocs de taille variable, déposée par la glace

c) roche conglomératique transportée et déposée par la glace *et n'ayant pas subi de remaniements ultérieurs.*

Dans ces trois définitions nous retrouvons deux éléments : un élément pétrographique (conglomérat) et un élément pétrogénétique (intervention de la glace).

La définition (a) est utilisée, notamment en Afrique, dans les études de reconnaissance dont le but principal est d'établir une échelle stratigraphique.

La définition (b) est celle proposée en particulier par W.B. Harland, K.N. Herod et D.H. Krinsley (1966) qui distinguent les *ortho-tillites*, déposées directement par le glacier, des *para-tillites* déposées par des icebergs dans un environnement lacustre ou marin.

Enfin la définition (c), restrictive, est adoptée par P.M.B. Landim et L.A. Frakes (1968) ; selon ces auteurs tillite équivaut à ortho-tillite au sens de W.B. Harland, K.N. Herod et D.H. Krinsley (1966). Par contre dans cette acception, les para-tillites, plus ou moins remaniées et triées par la mer (P. Bellair, J. Tourenq et S. Vernhet, 1964 ; D.A. Warnke et J. Richter, 1970), ne sont plus des tillites.

Les spécialistes des questions glaciaires utilisent en général la définition (b) ou la (c).

Le terme *d'argile à blocaux*, qui lui aussi dérive d'un terme anglais, est généralement employé au sens de tillite à ciment essentiellement argileux. Cependant, dans l'esprit de certains géologues, il est plus ou moins synonyme de dépôts lâchés par les icebergs. Ceci s'appuie sur la présence, dans ces roches, de deux classes granulométriques tranchées, les argiles et les blocs, auxquelles on tend à attribuer deux origines distinctes.

Moraine est surtout un terme géomorphologique. Il est rarement employé pour les sédiments.

Outwash désigne des dépôts issus du remaniement par les eaux de dépôts morainiques. Ce sont des sédiments *fluvio-glaciaires ou glacio-lacustres ou glacio-marins* selon la nature de leur destination finale. S. Beuf, B. Biju-Duval, O. De Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971) les qualifient de *dépôts de lavage de moraines.*

Drift, dans le domaine du glaciaire, s'applique généralement à l'ensemble des dépôts formés par les glaces flottantes.

Enfin les termes de *loess* et de *varve* sont en général employés avec une même acception par tous les géologues. Toutefois, dans le terme de varve, qui dérive du suédois, est incluse la notion de rythme annuel, aussi, pour les terrains anciens, il semble préférable d'utiliser l'adjectif varvoïde.

A côté du terme de tillite, on a forgé une série de mots pour qualifier les roches ayant l'aspect des tillites mais dont l'origine glaciaire n'est pas démontrée et qui, par conséquent, ne satisfont pas à l'élément pétrogénétique contenu dans la définition de tillite. Ce sont les termes de *tilloïde*, *mixite* et *diamictite* surtout utilisés par les géologues anglo-saxons.

Tilloïde a été créé par F.J. Pettijohn (1957, p. 265) pour désigner des roches mal classées, à faciès de tillite mais formées par des processus *non glaciaires*. Cette définition est mauvaise car, s'il est délicat de montrer qu'un dépôt est glaciaire, il est aussi difficile de montrer qu'il n'est pas glaciaire. Prouver, comme l'ont fait récemment J.C. Crowel (1964), R.H. Dott (1961), L.J.G. Schermerhorn et W.I. Stanton (1963) et E.L. Winterer (1964) sur divers exemples, que les courants de turbidité, les coulées boueuses ou les phénomènes de glissement ont joué un rôle important dans la mise en place de certaines formations conglomératiques, mal classées, n'est pas démontrer que ces formations ne sont pas glaciaires. Une origine mixte est possible comme l'ont montrée récemment I. Banerjee (1966) pour certaines séries carbonifères de l'Inde, K. Bjørlykke (1967) pour les séries éocambriennes du Nord de la Norvège, O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969) et S. Beuf, B. Biju-Duval, O. De Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971) pour les formations fini-ordoviciennes de l'Afrique de l'Ouest et du Sahara central. Si l'on utilise le terme de tilloïde, on doit donc le faire avec l'acception de roche mal classée d'origine inconnue, c'est-à-dire en supprimant la partie pétrogénétique de la définition de F.J. Pettijohn (1957).

Les termes de *diamictite* (R.F. Flint, J.E. Sanders et J. Rodgers, 1960 b) et de *mixite* (L.J.G. Schermerhorn, 1966) sont des termes non génétiques qui désignent des roches conglomératiques, mal classées, ayant un air de famille avec les tillites, mais dont le mode de formation n'est pas, ou est mal, connu.

Après cette revue des principaux termes utilisés, il nous reste maintenant à choisir un vocabulaire comprenant à la fois des termes particuliers et des termes généraux et qui soit bien adapté à l'étude des formations glaciaires rencontrées sur la bordure ouest du bassin de Taoudeni.

Nous utiliserons le terme de *tillite terrestre* pour un sédiment conglomératique, mal trié, déposé par le glacier et non ou peu remanié ultérieurement ; de *tillite marine, lacustre*, ou *déposée dans l'eau* si la nature du milieu de dépôt n'est pas claire, pour un sédiment déposé par les icebergs. Celui d'*argilite à blocaux* pour désigner une tillite déposée dans l'eau ou sur la terre ferme et possédant un ciment essentiellement argileux. Notons que la présence de deux fractions granulométriques distinctes n'est pas caractéristique des seuls dépôts d'icebergs ; elle se retrouve dans certaines moraines de fond ou de fonte. L'ensemble de ces dépôts sera qualifié de *tillite*.

Les dépôts formés par remaniement de matériaux morainiques seront qualifiés de *fluvio-glaciaires*, *glacio-marins* ou *glacio-lacustres* selon la nature du milieu de sédimentation qui les reçoit.

Les termes généraux de *dépôt, sédiment ou formation glaciaires*, seront appliqués à tous les sédiments d'origine glaciaire pour lesquels il est actuellement impossible de préciser le mode de formation.

Enfin, pour les dépôts conglomératiques mal classés, dont l'origine glaciaire n'est pas prouvée mais reste possible, nous les dirons d'*origine glaciaire possible ou probable* selon leur degré de ressemblance avec les tillites.

Périodiquement dans l'histoire de la géologie, l'origine glaciaire de certaines formations est remise en question. Nous assistons depuis une dizaine d'années, à la suite des progrès faits dans la connaissance des courants de turbidité, des coulées boueuses et des phénomènes de glissement, à l'une de ces remises en cause qui vise plus spécialement ce que W.B. Harland (1964) a baptisé le grand âge glaciaire infracambrien. N.S. Olson (1966) en arrive même à nier dans son ensemble cette glaciation : les conglomérats dits glaciaires auraient été formés par de formidables marées engendrées lors du rapprochement maximal de la terre et de la lune qui se situerait aux environs de 700 MA. Les objections faites à la réalité de certaines glaciations anciennes nous invitent à faire preuve de rigueur dans l'étude du groupe de Bthaat Ergil ; ceci justifie la mise au point précédente sur le vocabulaire. Cette classification des sédiments glaciaires pose cependant deux problèmes importants : celui du remaniement des matériaux morainiques et celui de la délimitation des domaines continental et marin.

Au front d'un glacier, les eaux courantes issues de la fonte de la glace jouent un rôle important et l'on peut dire que tous les dépôts morainiques sont plus ou moins remaniés, du moins en ce qui concerne leur fraction fine. Le problème consiste donc à séparer ce qui est peu remanié (tillite terrestre) de ce qui l'est beaucoup (fluvio-glaciaire par exemple). En Adrar, cette distinction a été faite uniquement à partir des observations de terrain et notamment à partir de l'orientation des galets qui, dans les tillites terrestres, montrent une ou deux directions préférentielles.

La distinction du domaine marin et du continental est délicate. C'est ainsi par exemple que les formations glaciaires, attribuées au Précambrien supérieur, des confins du Sénégal, de la Mauritanie et du Mali ont été données comme continentales par L. Baud (1933 b) puis comme probablement marines par C. Bense (1964) et J.-P. Bassot (1966) qui s'appuient sur des arguments peu convaincants comme l'homogénéité et la grande extension de ces dépôts tillitiques.

2) Identification des sédiments glaciaires

L'identification des dépôts glaciaires en général et des tillites en particulier a fait l'objet de nombreuses publications. Citons celles de J.K. Charlesworth (1966), R.F. Flint (1961), J.C. Crowel (1964) et celle de W.B. Harland, K.N. Herod et D.H. Krinsley (1966) qui est probablement la mise au point la plus complète et la plus lucide sur ce problème.

Pour J.C. Crowel (1964), l'étude des formations glaciaires anciennes doit d'abord s'orienter vers la caractérisation des tillites marines qui ont beaucoup plus de chance d'être fossilisées. D'autre part, ces tillites marines, souvent très étendues, fournissent d'excellents chronomarqueurs. Cette proposition paraît discutable. En effet, même si l'on admet la grande extension des tillites marines - nous verrons qu'à l'échelle de l'Ouest africain, les glaciations de la partie terminale du Précambrien supérieur et de la fin de l'Ordovicien sont essentiellement continentales - il n'en reste pas moins que l'identification des formations glaciaires continentales est souvent plus facile et plus sûre que celle de leurs homologues marines.

Nous envisagerons ici le problème de l'identification de l'ensemble des dépôts glaciaires anciens en accordant une attention particulière à celle des tillites. Plutôt que de vouloir être complet, nous chercherons à bien faire ressortir les meilleurs critères.

a) Les galets

L'étude des galets, lorsque ceux-ci peuvent être aisément extraits du ciment, peut donner de précieux renseignements sur leur mode de mise en place. Nous examinerons successivement les caractéristiques suivantes : la taille, la forme, la présence de stries ou de fossettes d'arrachement, l'origine du galet et ses relations avec la stratification.

- taille

La mise en mouvement de gros blocs dépassant le m^3 nécessite un puissant agent de transport. L'eau, sauf à une vitesse exceptionnelle, ce qui paraît incompatible avec la présence d'un ciment détritique fin, en est incapable. Il reste la glace et les phénomènes de glissement de type coulée boueuse terrestre ou aquatique. Les courants de turbidité, par contre, paraissent incapables de transporter des blocs ; leur charge est en général constituée d'argiles, de silts et de sables (B.C. Heezen et C. Hollister, 1964 ; P. Juignet, L. Dangeard et M.-T. Le Guyader, 1965).

- forme

C.K. Wentworth (1936 a) a montré, à partir de l'étude de plusieurs centaines de galets prélevés dans une moraine frontale de la glaciation Wisconsin, que les galets glaciaires tendent vers un type caractérisé par l'existence de deux faces planes parallèles ou subparallèles, une forme polyédrique le plus souvent pentagonale et des arêtes émoussées et arrondies. Ces observations confirment celles de O.D. Von Engeln (1930) pour qui le galet glaciaire typique a une forme qui s'apparente à celle d'un fer à repasser.

- stries

Les galets sont souvent striés sur une partie ou la totalité d'une ou de plusieurs faces. C.K. Wentworth (1936 a) a montré que certaines roches étaient plus aptes que d'autres à être striées. C'est ainsi que dans la moraine du Wisconsin étudiée, la quasi-totalité des galets striés sont des calcaires. Pour les formations glaciaires anciennes, en plus de sa capacité à être striée, la roche doit être capable de conserver ses stries. Bien souvent les galets de granite, de roches métamorphiques ou de gabbro s'altèrent trop aisément pour que l'on puisse espérer y repérer une surface striée. En Adrar, dans les formations glaciaires du Précambrien supérieur, les roches les plus souvent striées sont les siltstones et les grès-quartzites fins à très fins. Les galets striés ne se limitent pas aux seuls dépôts glaciaires ; ils sont assez fréquents dans les coulées boueuses. E.L. Winterer et C.C. Von Der Borch (1966) en ont décrits dans une coulée boueuse récente du Sud de l'Australie. Dans cette formation épaisse de 3 m la moitié des galets est striée. Cependant, il faut souligner que ces galets sont de petite taille (8 cm au maximum), qu'ils sont constitués de roches tendres, siltstone, siltstone calcaire ou shale et que la plupart des stries, peu profondes, sont de simples éraflures.

Les galets glaciaires portent fréquemment des fossettes d'arrachement associées ou non à des stries. Ces marques d'arrachement, de forme généralement triangulaire, se situent souvent sur les rebords des galets. Elles interceptent la forme initiale, plus évoluée, du galet.

Les termes généraux de *dépôt, sédiment ou formation glaciaires*, seront appliqués à tous les sédiments d'origine glaciaire pour lesquels il est actuellement impossible de préciser le mode de formation.

Enfin, pour les dépôts conglomératiques mal classés, dont l'origine glaciaire n'est pas prouvée mais reste possible, nous les dirons d'*origine glaciaire possible ou probable* selon leur degré de ressemblance avec les tillites.

Périodiquement dans l'histoire de la géologie, l'origine glaciaire de certaines formations est remise en question. Nous assistons depuis une dizaine d'années, à la suite des progrès faits dans la connaissance des courants de turbidité, des coulées boueuses et des phénomènes de glissement, à l'une de ces remises en cause qui vise plus spécialement ce que W.B. Harland (1964) a baptisé le grand âge glaciaire infracambrien. N.S. Olson (1966) en arrive même à nier dans son ensemble cette glaciation : les conglomérats dits glaciaires auraient été formés par de formidables marées engendrées lors du rapprochement maximal de la terre et de la lune qui se situerait aux environs de 700 MA. Les objections faites à la réalité de certaines glaciations anciennes nous invitent à faire preuve de rigueur dans l'étude du groupe de Bthaat Ergil ; ceci justifie la mise au point précédente sur le vocabulaire. Cette classification des sédiments glaciaires pose cependant deux problèmes importants : celui du remaniement des matériaux morainiques et celui de la délimitation des domaines continental et marin.

Au front d'un glacier, les eaux courantes issues de la fonte de la glace jouent un rôle important et l'on peut dire que tous les dépôts morainiques sont plus ou moins remaniés, du moins en ce qui concerne leur fraction fine. Le problème consiste donc à séparer ce qui est peu remanié (tillite terrestre) de ce qui l'est beaucoup (fluvio-glaciaire par exemple). En Adrar, cette distinction a été faite uniquement à partir des observations de terrain et notamment à partir de l'orientation des galets qui, dans les tillites terrestres, montrent une ou deux directions préférentielles.

La distinction du domaine marin et du continental est délicate. C'est ainsi par exemple que les formations glaciaires, attribuées au Précambrien supérieur, des confins du Sénégal, de la Mauritanie et du Mali ont été données comme continentales par L. Baud (1933 b) puis comme probablement marines par C. Bense (1964) et J.-P. Bassot (1966) qui s'appuient sur des arguments peu convaincants comme l'homogénéité et la grande extension de ces dépôts tillitiques.

2) Identification des sédiments glaciaires

L'identification des dépôts glaciaires en général et des tillites en particulier a fait l'objet de nombreuses publications. Citons celles de J.K. Charlesworth (1966), R.F. Flint (1961), J.C. Crowel (1964) et celle de W.B. Harland, K.N. Herod et D.H. Krinsley (1966) qui est probablement la mise au point la plus complète et la plus lucide sur ce problème.

Pour J.C. Crowel (1964), l'étude des formations glaciaires anciennes doit d'abord s'orienter vers la caractérisation des tillites marines qui ont beaucoup plus de chance d'être fossilisées. D'autre part, ces tillites marines, souvent très étendues, fournissent d'excellents chronomarqueurs. Cette proposition paraît discutable. En effet, même si l'on admet la grande extension des tillites marines - nous verrons qu'à l'échelle de l'Ouest africain, les glaciations de la partie terminale du Précambrien supérieur et de la fin de l'Ordovicien sont essentiellement continentales - il n'en reste pas moins que l'identification des formations glaciaires continentales est souvent plus facile et plus sûre que celle de leurs homologues marines.

Nous envisagerons ici le problème de l'identification de l'ensemble des dépôts glaciaires anciens en accordant une attention particulière à celle des tillites. Plutôt que de vouloir être complet, nous chercherons à bien faire ressortir les meilleurs critères.

a) Les galets

L'étude des galets, lorsque ceux-ci peuvent être aisément extraits du ciment, peut donner de précieux renseignements sur leur mode de mise en place. Nous examinerons successivement les caractéristiques suivantes : la taille, la forme, la présence de stries ou de fossettes d'arrachement, l'origine du galet et ses relations avec la stratification.

- taille

La mise en mouvement de gros blocs dépassant le m^3 nécessite un puissant agent de transport. L'eau, sauf à une vitesse exceptionnelle, ce qui paraît incompatible avec la présence d'un ciment détritique fin, en est incapable. Il reste la glace et les phénomènes de glissement de type coulée boueuse terrestre ou aquatique. Les courants de turbidité, par contre, paraissent incapables de transporter des blocs ; leur charge est en général constituée d'argiles, de silts et de sables (B.C. Heezen et C. Hollister, 1964 ; P. Juignet, L. Dangeard et M.-T. Le Guyader, 1965).

- forme

C.K. Wentworth (1936 a) a montré, à partir de l'étude de plusieurs centaines de galets prélevés dans une moraine frontale de la glaciation Wisconsin, que les galets glaciaires tendent vers un type caractérisé par l'existence de deux faces planes parallèles ou subparallèles, une forme polyédrique le plus souvent pentagonale et des arêtes émoussées et arrondies. Ces observations confirment celles de O.D. Von Engeln (1930) pour qui le galet glaciaire typique a une forme qui s'apparente à celle d'un fer à repasser.

- stries

Les galets sont souvent striés sur une partie ou la totalité d'une ou de plusieurs faces. C.K. Wentworth (1936 a) a montré que certaines roches étaient plus aptes que d'autres à être striées. C'est ainsi que dans la moraine du Wisconsin étudiée, la quasi-totalité des galets striés sont des calcaires. Pour les formations glaciaires anciennes, en plus de sa capacité à être striée, la roche doit être capable de conserver ses stries. Bien souvent les galets de granite, de roches métamorphiques ou de gabbro s'altèrent trop aisément pour que l'on puisse espérer y repérer une surface striée. En Adrar, dans les formations glaciaires du Précambrien supérieur, les roches les plus souvent striées sont les siltstones et les grès-quartzites fins à très fins. Les galets striés ne se limitent pas aux seuls dépôts glaciaires ; ils sont assez fréquents dans les coulées boueuses. E.L. Winterer et C.C. Von Der Borch (1966) en ont décrits dans une coulée boueuse récente du Sud de l'Australie. Dans cette formation épaisse de 3 m la moitié des galets est striée. Cependant, il faut souligner que ces galets sont de petite taille (8 cm au maximum), qu'ils sont constitués de roches tendres, siltstone, siltstone calcaire ou shale et que la plupart des stries, peu profondes, sont de simples éraflures.

Les galets glaciaires portent fréquemment des fossettes d'arrachement associées ou non à des stries. Ces marques d'arrachement, de forme généralement triangulaire, se situent souvent sur les rebords des galets. Elles interceptent la forme initiale, plus évoluée, du galet.

- lieu d'origine

La nature pétrographique très particulière de certains galets permet souvent de déterminer leur lieu d'origine et, par conséquent, d'évaluer l'importance du transport. Il y a là un moyen de distinguer les coulées boueuses, dépôts locaux de faible extension, des tillites où, comme dans le cas des glaciations quaternaires de l'Europe du Nord, certains blocs erratiques sont transportés sur plusieurs centaines de kilomètres.

- relation avec la stratification

Dans les tillites marines ou lacustres la stratification est souvent bien visible. Il est alors possible d'observer le comportement des galets par rapport à cette stratification. Les spécialistes du glaciaire considèrent, de façon quasi unanime, que la présence de galets recoupant ou perturbant nettement la stratification est un indice décisif en faveur d'une sédimentation à partir des icebergs. Cependant, en pratique, les relations galet-stratification, plus ou moins perturbées lors de la compaction, sont difficiles à interpréter. Pour que l'observation soit décisive, il faut vérifier que la stratification, déformée à la partie inférieure et sur les flancs du galet, se retrouve intacte au toit du galet. Les possibilités d'un transport par des plantes ou des arbres flottants, importantes pour les temps récents, deviennent nulles au Précambrien supérieur ou au Paléozoïque inférieur.

L'étude des galets permet d'affirmer le caractère glaciaire d'une formation dans les deux cas suivants :

- quand on peut observer des galets recoupant la stratification
- quand cette formation renferme en abondance de gros blocs erratiques, des galets polyédriques, des galets à fossettes d'arrachement ou (et) striés (stries profondes, bien marquées, visibles à la fois sur les faciès durs et tendres).

b) Les planchers striés et moutonnés

La glace est un puissant agent d'érosion qui donne naissance à des figures d'abrasion particulières dont l'identification est un élément décisif dans la diagnose des formations glaciaires. Ces figures, stries, moutonnements, plis d'entraînement, brèches, caractérisent le domaine terrestre du glacier. Cependant, la glace de mer et les icebergs sont capables de strier le substratum. R.L. Nichols (1961) a montré qu'il était relativement aisé de différencier les deux types de stries.

Planchers moutonnés et striés ne se trouvent pas seulement sur le substratum qui supporte les formations glaciaires, ils sont également fréquents au sein même de ces formations soulignant la capacité du glacier à remanier ses propres dépôts.

Les *planchers striés* sont faciles à identifier. Bien que l'on ait mentionné des substratums striés façonnés par des coulées boueuses, voire même par des coulées de lave, le plancher strié, s'il montre des stries suffisamment longues, droites et profondes, caractérise l'érosion glaciaire. Les stries, souvent rectilignes et parallèles ou subparallèles, longues de quelques décimètres à quelques mètres, profondes de quelques millimètres à 1 ou 2 cm, s'observent sur des surfaces planes souvent polies et luisantes ; les plus grosses et les plus profondes d'entre elles méritent d'être appelées des cannelures. Ces stries et cannelures peuvent ou non être accompagnées de fractures d'arrachement en croissant, de fractures en gradin (F. Arbey, 1968 ; S. Beuf, B. Biju-Duval, O. De Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef, 1971), ces dernières ne se limitant pas nécessairement au plancher mais pouvant se poursuivre dans le substratum.

Les *roches moutonnées* se présentent comme des ondulations métriques, dissymétriques, souvent polies et luisantes. Le terme de roche moutonnée, souvent mal employé, traduit l'aspect luisant et brillant de ces surfaces d'érosion glaciaire. Il tire son origine d'une comparaison avec le chatoiement des perruques françaises à crans du XVIII^{ème} siècle qui étaient lissées et graissées au suif de mouton.

L'action du glacier ne se manifeste pas toujours par des phénomènes d'abrasion. C'est ainsi que le substratum peut être impliqué dans des plis d'entraînement généralement dissymétriques et dont l'axe est plus ou moins perpendiculaire à la direction d'avancée du glacier (H. Martin, 1964). Il peut aussi, mais c'est là un cas beaucoup plus rare, se bréchifier.

La présence de substratums moutonnés et mieux encore de planchers striés, avec toutes les figures secondaires généralement associées, est, à elle seule, une preuve d'érosion glaciaire.

c) Identification des dépôts et structures proglaciaires et périglaciaires

Ce sont là des preuves indirectes de l'existence d'une glaciation. Les dépôts proglaciaires sont difficiles à identifier. Les sédiments varvoïdes, qui traduisent une sédimentation rythmique, ne paraissent pas spécifiques du glaciaire. Il semble bien que la plupart des courants de turbidité de faible densité, s'écoulant dans un milieu lacustre, puissent engendrer des dépôts varvoïdes. Par contre, des structures comme les eskers, s'ils sont conservés, caractérisent la sédimentation au front du glacier.

La zone périglaciaire est définie par une série de structures qui, si elles sont fossilisées, sont aisément identifiables. Ce sont notamment les fentes en coin et les sols structurés retrouvés en plusieurs points du globe dans les formations glaciaires du Précambrien supérieur et des structures exceptionnelles comme les pingos dont plusieurs exemplaires ont été décrits dans les dépôts glaciaires fini-ordoviciens du Sahara central (S. Beuf *et al.*, 1971).

d) Importance du contexte géologique régional

Une glaciation constituant en elle-même un phénomène géologique exceptionnel, de nombreux spécialistes ont tendance à l'étudier sans tenir compte du contexte géologique. Or d'un point de vue historique, elle s'inscrit dans une suite d'événements géologiques : profondément influencée par ce qui la précède, elle influence à son tour ce qui lui succède. D'un point de vue paléogéographique, fortement dépendante des facteurs climatiques, elle n'occupe qu'un domaine relativement limité et passe latéralement à d'autres types de sédimentation.

Le substratum, par sa nature pétrographique, influence le phénomène glaciaire. La forme des galets, la présence de stries ou de fossettes d'arrachement dépend en grande partie de la pétrographie du galet c'est-à-dire de celle du substratum. Il en va de même pour les planchers moutonnés ou striés qui se localisent volontiers sur les roches dures et massives, alors que les roches bien stratifiées ont plutôt tendance à se plisser, voire à se bréchifier. A ces renseignements pétrographiques, il convient d'ajouter des données sur l'état du substratum au moment de l'arrivée du glacier. Le comportement d'un inlandsis sera différent selon qu'il surmonte un substratum gréseux dur ou ce même substratum ameubli par une longue évolution continentale antérieure. Cependant, s'il est gelé, ce substrat meuble pourra retrouver une partie de ses anciennes propriétés de corps rigide et, par exemple, se fracturer sous la pression des glaces (fractures en gradin).

Le substratum intervient également par sa morphologie. L'inlandsis se comportera différemment selon qu'il s'avance sur une surface hérissée d'obstacles ou au contraire aplanie. Dans le premier cas il aura tendance à niveler en rabotant les aspérités. L'allure générale du substratum peut également influer sur la nature de la sédimentation glaciaire : de fortes pentes engendreront des plissements, déclencheront des coulées boueuses et donneront naissance à des dépôts d'origine mixte dont l'interprétation a été si controversée ces dernières années.

Ces quelques exemples montrent le rôle primordial joué par le substratum notamment dans la formation des tillites terrestres. Nous aurons l'occasion de montrer, dans certains cas, qu'à lui seul il peut déterminer les principales caractéristiques d'une glaciation. Aussi l'étude des sédiments glaciaires suppose-t-elle une bonne connaissance du contexte géologique régional. Ceci explique, en grande partie, qu'il n'existe ni règle simple ni méthode infaillible pour caractériser les dépôts glaciaires.

3) Conclusions

L'identification et l'interprétation des dépôts glaciaires anciens sont grandement facilitées par la comparaison avec ceux laissés par les dernières glaciations. On peut se demander, avec M. Schwarzbach (1964), comment seraient interprétés ces dépôts glaciaires anciens en l'absence d'aussi bons modèles analogiques. La contribution des quaternaristes à l'étude des glaciations anciennes est capitale notamment en Europe du Nord. Par exemple, c'est par comparaison avec les dépôts glaciaires pléistocènes que H. Reusch et O. Holtedahl ont pu affirmer, dès la fin du XIX^{ème} siècle et au début du XX^{ème}, l'origine glaciaire des conglomérats de Bigganjargga et de Moelv, respectivement situés à l'extrême nord (fjord de Varanger) et au Sud (région d'Oslo) de la Norvège.

Cependant l'étude de l'Actuel, très utile, n'est pas la clé permettant de déchiffrer l'ensemble des glaciations anciennes. Chaque glaciation a ses propres particularités et au sein d'une même glaciation chaque région peut avoir des caractéristiques différentes. Ceci apparaîtra fort clairement lorsque nous étudierons le glaciation fini-ordovicienne dans l'Ouest du bassin de Taoudeni.

Un certain nombre de critères bien choisis permettent de différencier à coup sûr un dépôt glaciaire et de le distinguer des formations conglomératiques déposées par les coulées boueuses et les glissements aux faciès proches de celui des tillites. Dans cette diagnose, une bonne connaissance du contexte géologique est un facteur capital trop souvent négligé. Une collaboration entre un spécialiste des questions glaciaires et le géologue régional sera, dans tous les cas, fructueuse.

Liée au climat, une glaciation d'inlandsis offre une certaine zonation qu'il est fondamental de reconstituer. Ceci implique l'étude des formations sur de vastes zones si possible orientées comme le mouvement des glaces.

II - ETUDE DU GROUPE DE BTHAAT ERGIL DANS LES JBELIAT

Situé au NE du Teniagouri, entre les Oueds Ntid et Bou Kerch affluents de la Sebkha de Chemchane, les Jbeliat apparaissent comme une région de collines peu élevées, morcelées par un important chevelu d'oueds (fig. 87).

Un certain nombre d'observations consignées dans ce chapitre ont été faites en compagnie de M. Deynoux qui, dans le cadre d'une étude générale des glaciations de l'Afrique de l'Ouest, doit reprendre de façon détaillée l'étude du massif des Jbeliat.

A - DESCRIPTION DES COUPES

1) Coupe 25 de CO_1 à l'extrémité sud-ouest des Jbeliat (fig. 87 et 88)

Cette coupe est levée sur la rive droite de l'Oued Jbeliat ouest et débute au niveau des alluvions.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
13	3,0 et plus	CO_2	17	silexite argileuse* , verte et violine, à débit en plaquettes et en réglettes, avec lentilles carbonatées décimétriques altérées, tendres, terreuses.	
12	3,3	CO_1	15	calcaire à calcaire dolomitique brun vert avec des ondulations métriques d'aspect voisin de celui des mégastromatolites de type LLH-C décrits dans la série 1 ; au sommet, calcaire violine, à stratification ondulée, avec des passées de conglomérat intraformationnel et des silex.	
11	6,2	CO_1	13	éboulis masquant en partie des shales mauves, à débit en confettis.	
10	0,2	CO_1	12	dolomie calcaire brune, litée.	
9	1,2	CO_1	12	éboulis ; non vu.	
8	1,2	CO_1	12	dolomie calcaire brune, en bancs ondulés de 3 à 25 cm.	
7	1,0	CO_1	11	grès conglomératique (tillite) phosphaté [réaction positive à $(NH_4)_2$ Mo O_4] à patine noir foncé, à cassure verdâtre, à débit en boules, à ciment argilo-carbonaté parfois ferrugineux avec des feldspaths de plusieurs millimètres, des quartz ronds millimétriques, et à galets de socle, de quartz, de silexite, de siltstone et de roches carbonatées dont certains atteignent 10 cm de diamètre. Ces grès montrent en deux points des stries probablement glaciaires, peu nettes, orientées N 120°, 110°, 115°, 112°, 115° et 117° et associées à de petites écailles ou microfractures de quelques centimètres	TA 386 L.M. TA 385 L.M. DEY 860** DEY 861

* Ces roches ont été appelées phtanites et jaspes par Th. Monod (1952) bien que, à notre connaissance, aucun reste de Radiolaires n'y ait été identifié. La nomenclature pétrographique utilisée dans l'étude de ces roches siliceuses est exposée p. 276

** Echantillons M. Deynoux.

				qui paraissent indiquer une poussée vers l'ESE. On y remarque également des dépressions circulaires ou subcirculaires d'un diamètre de 5 à 10 m profondes d'environ 50 cm (pl. photo. XIII, A) souvent séparées par de petites murettes rectilignes. Ce sont des sols polygonaux fossiles.	
6	3,4	CO_1	5	grès fin à très fin, micacé, glauconieux, à ciment carbonaté ferrugineux, verdâtre, à débit esquilleux, caractérisé par une absence de stratification.	DEY 858
5	1,0	CO_1	4	shale polychrome, altéré, affleurant mal.	
4	3,0	CO_1	4 ?	éboulis ; non vu.	
3	4,0 env.	CO_1	3	grès-quartzite moyen, à cassure blanchâtre, à nombreuses mouches rouille et empreintes de galets mous, à débit en gueuses et à patine sombre ; à la base, fine passée de grès-quartzite feldspathique ou de grès fin, à ciment phylliteux, avec rares grains de glauconie.	TA 389 384 L.M. 383 L.M.
2	4,0	CO_1	2	siltstone argileux, conglomératique, vert moutarde, finement et régulièrement stratifié, à quartz éolisés de 0,3 à 1 mm et rares galets centimétriques de socle ou de roches carbonatées.	TA 382
1	1,0 env.	CO_1	2 ?	éboulis : non vu.	
	29,5	CO_1			

Cette coupe montre deux horizons conglomératiques au sein d'un CO_1 épais de 29,5 m, mais amputé de sa base bien représentée dans la coupe 28. Le niveau 7 montre des stries ainsi que des dépressions circulaires qui sont des vestiges de sols structurés (polygonaux). Les calcaires et calcaires dolomitiques du niveau 12, rangés dans C_{13} par Th. Monod, ont été rattachés à CO_1 ; on y note de nombreuses structures métriques voisines, par l'aspect extérieur, des récifs à Stromatolites décrits dans la série 1.

2) Coupe 26 de CO_1 à l'extrémité sud-ouest des Jbeliat (fig. 87 et 89)

Il s'agit d'une coupe synthétique regroupant toutes les observations faites dans cette zone. Les épaisseurs varient rapidement, et sont difficiles à chiffrer.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	1,0 env.	CO_1	12	dolomie calcaire brune, bien stratifiée ; équivalent du niveau 8 de la coupe 25.	
6	1,0 env.	CO_1	11	grès conglomératique, à patine noire, à cassure verdâtre avec rares galets de socle ou de roches carbonatées ; équivalent du niveau 7 de la coupe 25, on y retrouve les mêmes sols polygonaux fossiles.	
5	0 à 10,0	CO_1	10	shale gréseux et silteux conglomératique (tillite) de couleur moutarde, avec des blocaux de socle dominant de 1 à 10 cm ; affleure assez mal sous les éboulis de grès et de roches carbonatées.	

CARTE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS GLACIAIRES DE LA FIN DU PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR CO_1, DANS L'OMBILIC DES JBELIAT

CROQUIS DE POSITION

N géo.

0 1000 m env.

- Alluvions, éboulis, recouvrement sableux
- CO_2 — Silexite argileuse
- CO_1
  - 15, 13, 12 — Dolomie à calcaire dolomitique avec localement une intercalation de shale
  - 11 — Grès conglomératique à patine noire
  - 10 à 6 — Tillite à ciment carbonaté gréseux ou argileux
  - 5, 4 — Grès très fin, micacé, non stratifié et shale gréseux
  - 3 — Grès-quartzite formant probablement un delta fluvio-glaciaire
  - 2 — Grès très fin à siltstone argileux à blocaux (tillite)
  - 1 — Tillite à galets constitués de lambeaux de strates plissotées
- Série 1; grès fin micacé
- (25) — Coupe décrite dans le texte
- F — Faille
- Pendage
- 374 — Centre et n° de photographie aérienne I.G.N. mission NF 28 VI
- Stratifications obliques
- 115 — Pli décamétrique et orientation de son axe; plis de refoulement glaciaire ?
- 110 — Chenal de ravinement et son orientation
- Substratum moutonné
- 110 — Stries avec éventuellement le sens de déplacement du glacier
- Fractures en gradin
- Sols structurés ou polygonaux
- 150 — Remplissage de fente en coin

Figure 87

4	1 à 3,0 env.	CO_1	9	grès conglomératique (tillite) à ciment carbonaté (CaO : 11,2 % ; MgO : 0 %), ferrugineux, à patine brunâtre ou noirâtre à nombreux galets de quelques centimètres de diamètre moyen de socle, de quartz, de roches carbonatées, de silexite et de grès-quartzite ; il comble des chenaux creusés dans 3 et 2. Par certains faciès ces grès conglomératiques évoquent les sédiments carbonatés de lavage de la coupe 36 de Nouatil (CO_1,14).	TA 2988 L.M. et R.C.
3	?	CO_1	8	shale gréseux et silteux, conglomératique (tillite), vert moutarde, à blocaux centimétriques ; faciès voisin du niveau 5 affleurant mal dans les chenaux où ces argilites sont dégagées par l'érosion.	
2	2 à 7,0 env.	CO_1	7	grès moyen à grossier, feldspathique, légèrement carbonaté et ferrugineux, mal stratifié, se desquamant à la manière d'un granite, à taches rouille et à gros grains de glauconie vert vif. Le toit de ce niveau est *moutonné* (pl. photo. XI, A) montrant des alignements, des chenaux remblayés par les niveaux 3 et 4. L'orientation des chenaux et des alignements glaciaires paraît varier et la disposition de ceux-ci par rapport au glacier est souvent difficile à déterminer.	DEY 867
I	2,0 et plus	CO_1	3	grès-quartzite fin à moyen à cassure verdâtre, à mouches rouille et à empreintes de galets mous ; équivalent du niveau 3 de la coupe 25.	
	15,0 env.	CO_1			

Cette coupe, différente de la coupe 25, montre nettement que la plupart des formations se ravinent entre elles, ce qui rend l'établissement d'une échelle stratigraphique difficile. Le toit du niveau 2, moutonné, est entaillé par des chenaux profonds de plusieurs mètres remblayés par les niveaux 3 et 4 ; le niveau 3 est lui-même raviné et comblé par les niveaux 4 et 5. Si l'épaisseur de chaque niveau, pris séparément, varie très rapidement, on remarque que l'épaisseur totale de CO_1 est relativement constante.

3) Coupe 27 de CO_1 à l'extrémité sud-ouest des Jbeliat (fig. 87 et 90)

Cette coupe est schématique et synthétique ; elle montre l'apparition brutale d'un chenal dont la profondeur maximale mesurée est de 7 m.

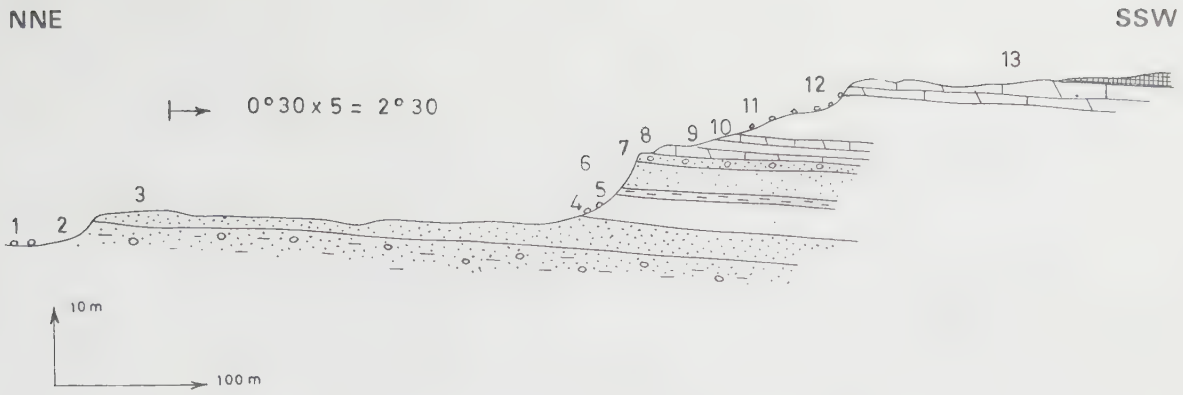
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
9	1,0 env.	CO_1	12	dolomie calcaire, brune, bien stratifiée ; équivalent du niveau 8 de la coupe 25.	
8	1,0 env.	CO_1	11	grès conglomératique, à patine noire, à cassure verte, équivalent du niveau 7 de la coupe 25 ; les dépressions circulaires, nombreuses dans la coupe 25, sont ici rares et peu marquées.	

7	?	CO_1	10	shale à blocaux, moutarde ; leur position stratigraphique est incertaine, les conditions d'affleurement de ces roches tendres étant mauvaises.	
6	2,0 env.	CO_1	9	grès à grès-quartzite moyen, conglomératique (tillite), carbonaté, à patine brune, à quartz millimétriques éolisés et à galets centimétriques de quartz, de roches carbonatées et de socle ; le toit de ces grès est moutonné, avec de nombreuses vagues et ondulations métriques (pl. photo. XII, A et B).	
5	1 à 2,0 env.	CO_1	5	shale silteux (tillite), vert moutarde, à blocaux de socle dominant, de 1 à 20 cm de diamètre, et à stratification (?) soulignée par des lits blanchâtres carbonatés.	
4	5,0 env.	CO_1	5	grès fin, micacé, légèrement carbonaté, ocre ou verdâtre, sans stratification, à débit esquilleux, entaillé par un chenal glaciaire profond de plusieurs mètres, orienté N 150°, et en partie remblayé par les niveaux 6 et 7. Sur les flancs du chenal, ces grès fins sont moutonnés et portent des empreintes en coin centimétriques qui, par leur forme, évoquent des figures d'arrachement et qui semblent indiquer un déplacement de la glace du NNW vers le SSE, et des stries peu nettes, orientées N 106°, 110°, 145° et 150°, dont l'origine glaciaire n'est pas certaine. Ces grès sont recoupés par un "filon" vertical de grès-quartzite, épais de 15 cm, orienté N 45° qui, dans le plan horizontal, se biseaute rapidement ; on y distingue une "stratification" floue, parallèle aux épontes, qui évoque un remplissage de fente en coin.	
3	2,0 env.	CO_1	5 ou 4	éboulis ; non vu.	
2	3,0 env.	CO_1	4	siltstone argileux, micacé et shale silteux, violines ou verdâtres affleurant mal, sans blocaux visibles.	
1	1,0 et plus	CO_1	4 ?	éboulis ; non vu.	
	16,0 env.	CO_1			

Cette coupe est voisine de la coupe 26 ; elle montre, avec encore plus de netteté, la brutale apparition d'un chenal. Le niveau 6 est l'équivalent du niveau 4 et peut-être du niveau 2 de la coupe 26 ; sur les flancs du chenal il porte de petits coups de gouge, peu profonds, en forme de coin ou de losange et des stries courtes, peu marquées, probablement d'origine glaciaire. Le débit esquilleux, anarchique, du niveau 4 est très caractéristique ; il est peut-être l'exagération du phénomène des "fractures en gradin" que nous décrirons dans les coupes suivantes. Il serait alors lié à la pression subverticale exercée par le glacier sur les sédiments sous-jacents.

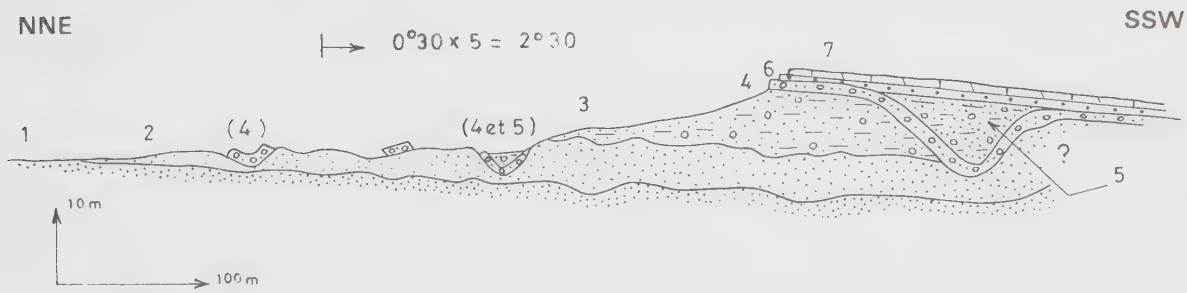
4) Coupe 28 de CO_1 à l'extrémité nord-est des Jbeliat (fig. 87 et 91)

Cette coupe montre, à quelques mètres près, le contact entre le substratum constitué par les grès fins micacés de I_{17} (série 1), et les formations glaciaires de CO_1.



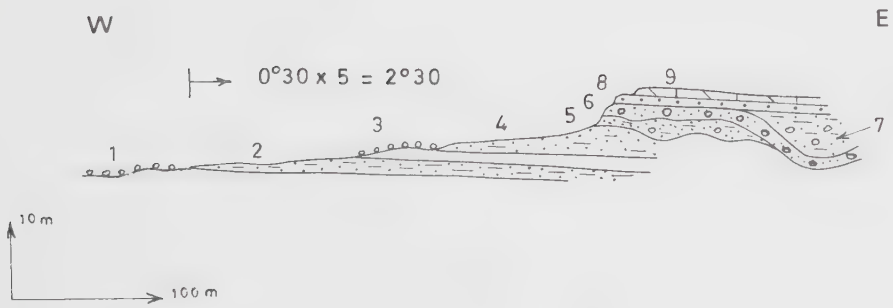
COUPE 25 DE CO_1 A L'EXTRÉMITÉ SUD-OUEST DES JBELIAT

Figure 88



COUPE 26 DE CO_1 A L'EXTRÉMITÉ SUD-OUEST DES JBELIAT

Figure 89

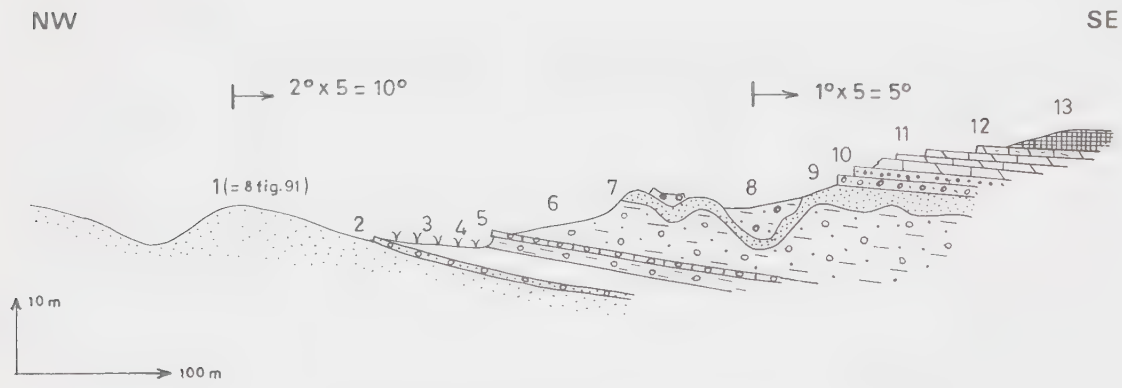


COUPE 27 DE CO_1 A L'EXTRÉMITÉ SUD-OUEST DES JBELIAT

Figure 90

COUPE 28 DE CO_1 A L'EXTRÉMITÉ NORD-EST DES JBELIAT

Figure 91



COUPE 29 DE CO_1 DANS LA ZONE EST DES JBELIAT

Figure 92

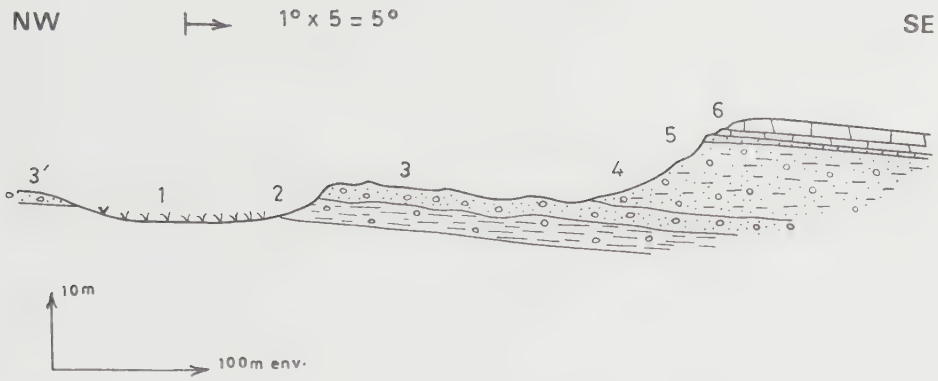
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
8	4,0 et plus	CO_1	3	grès-quartzite moyen à grossier, légèrement feldspathique, à cassure blanche saccharoïde, à patine brun sombre ou noire et à érosion en boules.	TA 335 L.M.
7	0,5	CO_1	3	grès-quartzite fin à très fin, gris ou rosé, à débit en plaquettes.	
6	7,0 env.	CO_1	2 ?	éboulis de grès ; non vu.	
5	14,0	CO_1	2	grès fin à très fin, argileux et shale finement gréseux ou silteux, tous les deux verdâtres, à quartz millimétriques arrondis probablement éoliens et à rares blocs décimétriques de socle, de roches carbonatées à Stromatolites et de grès (tillite) ; certains de ces galets sont éolisés, d'autres striés et la plupart sont enrobés d'une mince pellicule carbonatée blanchâtre ou ocre ; quelques lits blanchâtres, carbonatés, soulignent la stratification.	TA 334 R.X TA 391 et 392
4	1 à 2,0 env.	CO_1	2 ?	éboulis ; non vu.	
3	3,0 env.	CO_1	1	conglomérat (tillite) constitué d'un ciment de shale vert, fissile, emballant des galets et des lambeaux de couches plissotés ; les rares galets de socle et de roche carbonatés ont des formes de fer à repasser ou bien sont striés ou éolisés ; les lambeaux de couches peuvent atteindre plusieurs mètres et sont formés de grès fin, feldspathique, micacé, à ciment ferrugineux et carbonaté et de grès conglomératique, verdâtre, à fractures en gradin. Au sommet, placages de grès calcaire brun, conglomératique (tillite), à nombreux galets centimétriques de quartz, de grès, de roche carbonatée, de silexite et de socle ; ce faciès est voisin de celui des niveaux 4 de la coupe 26, et 6 de la coupe 25.	TA 333 a b et c L.M. TA 394 a et b L.M. TA 393
2	2,0 env.	CO_1	1 ?	éboulis ; non vu.	
	32,0 env.	CO_1			
1	2,0 et plus	I_{17}		grès fin à très fin, micacé, parfois légèrement carbonaté, vert ou brun, à débit en plaquettes.	TA 392

Il est difficile de déterminer dans cette coupe, qui est pourtant la meilleure de toute cette zone, si le niveau 3 représente un substratum moutonné ou bien s'il s'agit d'un simple conglomérat à galets et lambeaux de bancs gréseux repliés (slumping ?) emballés dans des shales moutardes, micacés et fissiles. La seconde hypothèse paraît la plus vraisemblable. En effet, ces pseudo-galets ressemblent beaucoup à ceux décrits par J.C. Crowel (1957, fig. 5 et pl. 1) comme liés à des phénomènes de slumping et à ceux du O_4c (Ordovicien supérieur probable remblayant la discordance de ravinement fini-ordovicienne) de l'Oued Nouehjenna dans la région de Moudjeria (ou Mejeria) au Tagant (O. Dia, J. Sougy et R. Trompette, 1969).

5) Coupe 29 de CO_1 dans la zone est des Jbeliat (fig. 87 et 92)

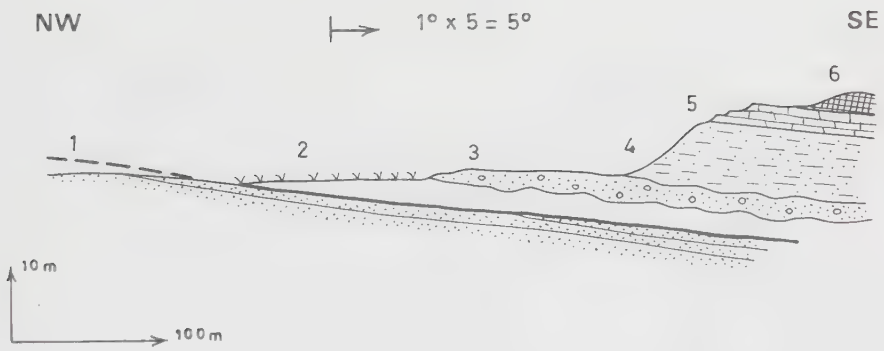
La coupe 29 est la synthèse de plusieurs petites coupes levées dans cette zone chaotique où, bien souvent, l'observation doit céder le pas à l'interprétation. Les probabilités d'erreur y sont, de ce fait, plus grandes que dans les coupes précédentes. Cette coupe fait suite vers le SE à la coupe 28 ; elle débute au niveau 8 de cette dernière.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
13	5,0 et plus	CO_2	17	silexite argileuse, à cassure verte, à patine noire et à débit en plaquettes.	
12	0,5 à 1,0	CO_1	12	calcaire dolomitique, bleu vert, à débit en dalles, débutant par un faciès conglomératique à galets de roches carbonatées, de silexite rouge et à concrétions de barytine.	
11	4,0 env.	CO_1	12	dolomie (CaO : 26,9 % ; MgO : 14,8 % et CaO : 28,6 % ; MgO : 17,4 %) brune, en bancs réguliers de 10 cm d'épaisseur moyenne, à géodes de quartz automorphes et à nombreuses concrétions centimétriques de barytine.	TA 340 R.C.
10	0,5 env.	CO_1	11	grès-quartzite hétérogranulaire, à patine noire, à cassure verdâtre, à débit en boule, à quartz de 1 mm globuleux d'aspect rhyolitique et à feldspaths blanchâtres également millimétriques.	TA 339 L.M.
9	0,5 à 1,0 env.	CO_1	9	grès moyen, conglomératique, brun, à ciment carbonaté (CaO : 6,9 % ; MgO : 0,1 %), à galets centimétriques ou décimétriques, généralement peu abondants, de socle, de roches carbonatées et de grès.	TA 338 R.C. L.M.
8	?	CO_1	8 ?	shale vert moutarde, à blocaux (tillite), affleurant mal et paraissant combler des poches creusées dans les grès du niveau 7.	
7	2 à 3,0	CO_1	7	grès-quartzite moyen à grossier, feldspathique, à glauconie, avec quelques quartz de 0,8 mm et de rares feldspaths crème de la même taille ; nombreuses stratifications obliques et débit en gueuses aux arêtes arrondies.	TA 337 L.M.
6	6,0 env.	CO_1	6	shale moutarde, fissile, avec blocaux de petite taille de socle dominant (tillite).	
5	0,3 env.	CO_1	6	grès carbonaté, conglomératique (tillite), brun, tendre, à débit en dalles, avec très nombreux blocs décimétriques de socle, de quartz et de roches carbonatées.	
4	1,0 env.	CO_1	6	shale moutarde avec rares blocaux de petite taille (tillite).	
3	3,0 env.	CO_1	6 ?	alluvions de l'Oued Jbeliat est.	
2	0,2	CO_1	6 ?	placages de grès carbonaté, conglomératique, brunâtre, très voisin des faciès du niveau 5.	



COUPE 30 DE CO_1 DANS LA ZONE NORD-EST DES JBELIAT

Figure 93



COUPE 31 DE CO_1 A L'EXTRÉMITÉ NORD-EST DES JBELIAT

Figure 94

1	4,0 et plus	CO_1	3	grès-quartzite moyen, à cassure saccharoïde blanchâtre, à patine brun noir ; le toit de ces grès est *moutonné* et montre, localement, des stries peu nettes dont l'origine est incertaine ; la base, souvent plissée, montre de très belles fractures en gradin (pl. photo. XIII, B).	TA 336 L.M.
	24,0 env.	CO_I			

Les corrélations avec les coupes précédentes sont délicates à établir. Le niveau 10 est, sans conteste, l'équivalent du niveau 6 de la coupe 26 ; le niveau 7 l'équivalent du niveau 2 de cette même coupe. Par contre les niveaux 2, 4, 5 et 6, où dominent les shales à blocaux, n'ont aucun équivalent dans les coupes précédentes. Le niveau 1 représente la terminaison orientale des grès des niveaux 7 et 8 de la coupe 28. Ces grès, qui couronnent la plupart des collines des Jbeliat (fig. 87), sont complexes et formés par la juxtaposition, dans un plan horizontal, de grès-quartzite massif et de grès-quartzite à stratifications obliques à feuillets plan qui représentent probablement un ancien delta (massif situé entre les coupes 28 et 29). L'orientation des feuillets des stratifications obliques indique un courant dirigé du NE vers le SW (N 40°). Une étude détaillée de ces grès reste à faire.

6) Coupe 30 de CO_1 dans la zone nord-est des Jbeliat (fig. 87 et 93)

Cette coupe a été levée sur la rive gauche de l'Oued Jbeliat est ; elle ne pose pas de problème majeur quant à son interprétation.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	3,0 env.	CO_1	12	dolomie ou calcaire dolomitique, brun, rosé, en bancs de 10 cm, à enduits et géodes de barytine et quartz automorphes de quelques millimètres.	
5	0,7	CO_1	11	grès-quartzite hétérogranulaire, feldspathique, phosphaté [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4] à quartz arrondis de 1 mm de diamètre moyen, à cassure verdâtre, à patine brune, sans stratification nette, à débit en boules ; équivalent du niveau 7 de la coupe 25.	TA 331 L.M.
4	8 à 10,0	CO_1	10	shale finement gréseux ou silteux, vert, à lits carbonatés et à rares blocaux de 10 cm de diamètre moyen, de socle et de roches carbonatées à Stromatolites (tillite).	
3 et 3'	2,0 env.	CO_1	9	grès fin à très fin, micacé, à cassure brune, à patine noire et à débit esquilleux et grès moyen à grossier, conglomératique, à ciment carbonaté brun et à galets décimétriques de roches carbonatées, de socle et de grès (tillite) ; ces grès sont moutonnés et montrent sur l'affleurement 3', de très belles stries et cannelures glaciaires orientées N 155°, et des figures d'arrachement indiquant nettement une poussée orientée du NNW vers le SSE (pl. photo. XI, B).	TA 388
2	3,0 env.	CO_1	8 ?	shale finement gréseux ou silteux, verdâtre, à blocaux centimétriques et à lits gréseux souvent amygdalaires (tillite).	

1	1,0 et plus	CO_1	?	alluvions de l'Oued Jbeliat est ; non vu.	
	19,0 env.	CO_1			

Le niveau 3, qui montre un splendide plancher glaciaire à stries, cannelures et figures d'arrachement (pl. photo. XI, B), peut être, soit l'équivalent du niveau 9 de la coupe 29, soit du niveau 3 de la coupe 28. Nous reviendrons sur ce problème de corrélation.

7) Coupe 31 de CO_1 à l'extrémité nord-est des Jbeliat (fig. 87 et 94)

L'épaisseur totale de CO_1 est réduite à une douzaine de mètres. Les niveaux qui constituaient le massif gréseux situé immédiatement à l'Ouest (coupe 28) ont entièrement disparu. On saisit nettement la soudaineté avec laquelle apparaissent et disparaissent les couches.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	3,0 et plus	CO_2	17	silexite argileuse, violine, à débit en plaquettes et silexite massive, à patine brune cireuse.	
5	3,0	CO_1	12	dolomie (CaO : 28,0 % ; MgO : 17,8 %) crème, rosée, à pâte fine, à placages et concrétions de barytine et à rares rognons de silex rouge ; au sommet 0,5 m de calcaire dolomitique (CaO : 44,3 % ; MgO : 5,0 %) mauve, à débit en plaques.	TA 329 R.C. TA 330 R.C.
4	6 à 10,0 env.	CO_1	10	shale ocre, vert ou mauve, avec quelques passées gréseuses ou silteuses et quelques plaquettes de calcaire (CaO : 51,9 % : MgO : 0,5 %) jaune d'or, à structure transverse, qui n'ont pas été vues en place.	TA 328 R.X TA 328 R.C.
3	2,5	CO_1	9	grès conglomératique (tillite) à ciment gréso- carbonaté (CaO : 17,5 % ; MgO : 0 % et CaO : 23,9 % ; MgO : 1,4 %), parfois ferrugineux, à blocs décimétriques, atteignant parfois 1 m, de roches carbonatées à Stromatolites (faciès de I_9 notamment), de grès, de siltstone, de quartz, de silexite et de socle	TA 326 L.M. TA 387 b L.M. R.C. TA 2989 LM et RC
2	1,5	CO_1	8 ?	alluvions de l'Oued Jbeliat est ; non vu.	
	15,0 env.	CO_1			
1	2,0 et plus	I_{17}		grès très fin, micacé, vert et ocre, à débit en plaquettes.	

On notera la disparition du niveau de grès-quartzite hétérogranulaire à patine noire, à cassure verdâtre (niveau 11 de l'échelle stratigraphique générale) qui est présent dans toutes les autres coupes et qui constitue un excellent niveau repère.

8) Synthèse cartographique et stratigraphique

Le schéma de la figure 95 synthétise les principales observations faites dans les 7 coupes décrites ci-dessus ; ses grandes lignes ont été empruntées aux coupes 25, 26, 27 et 28 dont l'interprétation est relativement aisée et prête peu à discussion. Ce schéma nous a ensuite servi à interpréter les zones est et nord-est des Jbeliat où il est souvent difficile de reconstituer la géométrie des principaux corps sédimentaires. CO_1 des Jbeliat, qui est l'équivalent de C_{12} et C_{13} de Th. Monod (1952), a été subdivisé en 14 niveaux numérotés de 1 à 15 (le niveau 14 n'est pas représenté dans les Jbeliat) qui n'ont, le plus souvent, qu'une extension latérale très faible.

Nous verrons que les observations faites plus au Sud, notamment dans la région de Nouatil, permettent de compléter le log stratigraphique de CO_1 qui comprend au total 16 niveaux (tabl. XXIII).

Récapitulation de la série stratigraphique de CO_1 dans les Jbeliat (fig. 95)

a) Niveau 1, CO_1,1, épais de 3 m environ et visible seulement dans la coupe 28

Il est composé de grès conglomératiques et de grès fins. Les grès conglomératiques sont souvent carbonatés, à galets de socle et de roches carbonatées, polyédriques, parfois en forme de fer à repasser, souvent éolisés ou striés ; ce faciès est voisin de celui du niveau 8. Il s'agit d'une tillite probablement terrestre. Les grès fins, micacés, verdâtres, à fractures en gradin constituent soit des strates continues, soit, plus souvent, des lambeaux de strates plissés et contournés. Ces lambeaux sont emballés dans des shales vert moutarde, silteux, affleurant mal. Nous avons vu (p. 233) que deux hypothèses peuvent rendre compte du caractère lenticulaire de ce niveau ; il peut s'agir d'un ancien substratum moutonné ayant subi un façonnement glaciaire accompagné d'une dislocation des couches, ou de glissement ayant entraîné la formation de galets et de pseudo-galets constitués de fragments de couches plissés, le tout emballé dans des shales. La seconde hypothèse paraît la plus vraisemblable ; elle rend mieux compte des observations que l'on peut faire dans la coupe 28.

La coupe 31 pose le problème de l'extension latérale de ce niveau vers l'Est. Le niveau 3 de la coupe 28 présente des affinités lithologiques avec les niveaux 7, 8 et 9 de la coupe 29, avec les niveaux 3 et 3' de la coupe 30 et avec le niveau 3 de la coupe 31. Lorsqu'on se trouve dans l'Oued Jbeliat est, on est fortement tenté de corréler ces trois niveaux et ce d'autant plus qu'ils sont à des cotes très voisines. Cependant cette corrélation ne tient pas si l'on aborde le problème différemment. Dans la coupe 29 les niveaux 7, 8 et 9 sont stratigraphiquement *au-dessus* des grès-quartzites du niveau 1 équivalent des grès-quartzites des niveaux 7 et 8 de la coupe 28. Il s'en suit que CO_1,1 ne peut être à la fois *sur* (coupe 29) et *sous* (coupe 28) les grès-quartzites de CO_1,3. Nous avons adopté l'hypothèse que CO_1,1 constituait un niveau lenticulaire visible seulement aux abords de la coupe 28. Cependant le doute subsiste quant à l'appartenance du plancher glaciaire des niveaux 3 et 3' de la coupe 30 au CO_1,1 ou au CO_1,9. En effet cet affleurement se situe dans une zone où les deux conglomérats tillitiques se rejoignent et deviennent impossible à distinguer. Sur la carte géologique des Jbeliat (fig. 87) nous avons choisi de carter cette zone en CO_1,9. On touche ici du doigt les difficultés inhérentes à l'étude des phénomènes de ravinement.

Aucune empreinte d'érosion glaciaire n'a été relevée au toit des grès fins de la série 1, qui sont très frais.

b) Niveau 2, CO_1,2, épais de 22 m environ dans la coupe 28

Il est constitué de grès fins à très fins, argileux et de shales finement gréseux ou silteux, verdâtres, à débit en esquilles ou en petits parallélépipèdes, à petits quartz millimétriques arrondis, probablement éoliens, et à rares blocaux décimétriques ou centimétriques dont la taille décroît lorsqu'on monte dans le niveau. Quelques galets sont éolisés, striés, d'autres sont cisaillés puis ressoudés par le ciment argilo-gréseux ; tous sont enrobés d'une fine cuticule ocre ou blanchâtre, carbonatée, qui constitue une sorte de "peau". Il s'agit probablement d'une tillite terrestre qui, au sommet, passe peut-être à une tillite déposée dans l'eau.

c) Niveau 3, CO_1,3, épais de 0 à 10 m environ

C'est un ensemble gréseux complexe dont l'étude détaillée reste à faire. Dans la coupe 28 il est représenté par des grès-quartzites moyens à grossiers, feldspathiques, massifs, dans la coupe 29 par des grès-quartzites à stratifications obliques à feuillet plan qui représentent sans doute une partie d'un ancien delta. L'orientation des stratifications obliques, dans le massif situé entre les coupes 28 et 29, indique un courant dirigé vers le SW (N 40°) ; cette direction correspond grossièrement à l'allongement général de CO_1,3, tel qu'on peut le voir actuellement dans les Jbeliat (fig. 87).

Du point de vue pétrographique ces grès-quartzites sont bien triés et évolués ; ils ne présentent, macroscopiquement, aucun des caractères des tillites. Il s'agit probablement de dépôts fluvio-glaciaires sédimentés dans des zones éloignées du front des glaces.

d) Niveaux 4 et 5, CO_1,4 et 5, épais de 10 à 15 m dans les coupes 25 et 27

Ils sont constitués de sédiments fins, shale parfois silteux ou finement gréseux, vert moutarde ou polychrome, et grès fin, micacé, verdâtre, à débit esquilleux, qui, comme pour le niveau 3, se sont probablement déposés loin des glaces. L'affinement de la sédimentation, lorsqu'on passe du niveau 3 au niveau 5, peut correspondre à une diminution des capacités de transport des eaux de ruissellement.

Le débit anarchique des grès fins micacés du niveau 5 pourrait être lié à la présence d'une forte épaisseur de glace exerçant des pressions importantes sur un substratum plus ou moins gelé. Il s'agirait alors d'une exagération du phénomène des fractures en gradin.

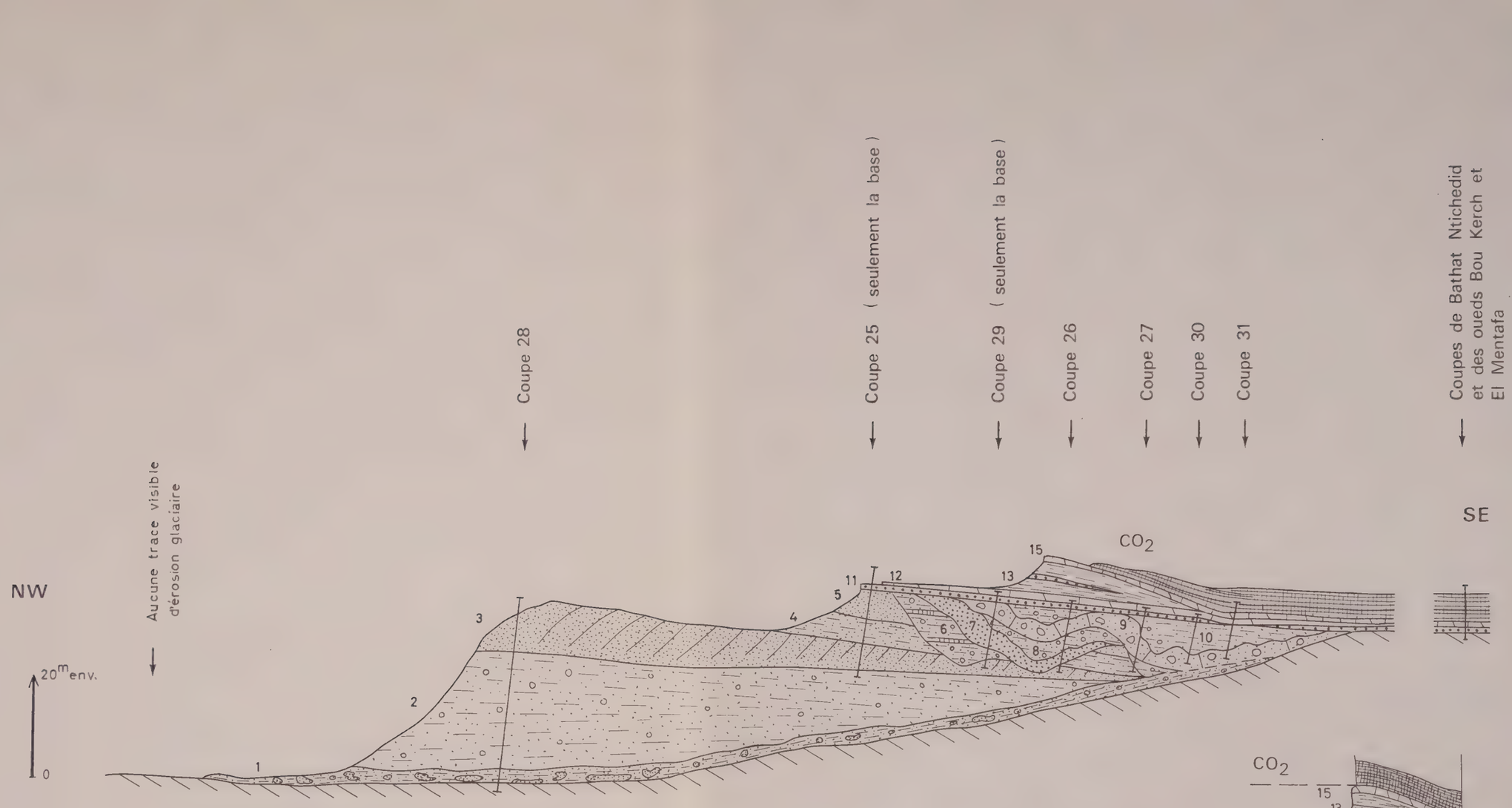
Les niveaux 4 et 5 marquent la poursuite de la sédimentation sur le pourtour de l'inlandsis, peut être dans des lacs.

e) Niveaux 6, 7, 8, 9 et 10, CO_1,6 à CO_1,10, épais de 15 m environ

Ces quatre niveaux ont en commun deux caractéristiques : ce sont des *tillites*, probablement terrestres, riches en blocaux, qui *remblaient une paléomorphologie glaciaire* tourmentée, ce qui explique leur grande variation latérale de puissance.

Le niveau 6 est argileux, verdâtre, avec des blocaux centimétriques, peu nombreux, de socle dominant. Dans la coupe 29, deux niveaux de tillite dure, à ciment de grès carbonaté brun et à nombreux galets décimétriques de socle, de quartz, de grès et de roches carbonatées, s'y intercalent.

Le niveau 7, bien représenté dans les coupes 26 et 29, est un grès moyen à grossier, feldspathique, glauconieux, sans ou avec de très rares blocaux de quelques centimètres. Il est



Série 1 , groupe de l'Assabet el Hassiane
Précambrien supérieur

REPRÉSENTATION SCHÉMATIQUE DE LA STRATIGRAPHIE DE CO_1
DANS LES JBELIAT

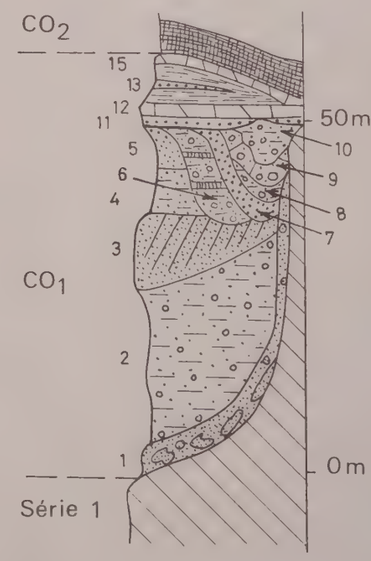


Figure 95

moutonné et creusé de nombreux chenaux remblayés par les niveaux sus-jacents.

Le niveau 8 est un shale finement gréseux ou silteux, vert moutarde, à blocaux peu nombreux et de petite taille.

Le niveau 9 est une tillite dure, massive, à ciment carbonaté brun, à nombreux galets de socle, de roches carbonatées, de quartz et de grès.

Le niveau 10 est très voisin du niveau 8 ; dans la coupe 31, il est sans blocaux.

f) Niveau 11, CO_1,11, épais de 0,5 à 1,5 m

C'est un grès-quartzite conglomératique aisément identifiable par sa *patine noir foncé*, sa cassure verdâtre et son débit en boules. Il forme, sous les roches carbonatées ocre du niveau 12, un niveau continu, sombre, qui se retrouve dans 6 des 7 coupes décrites. Contrairement aux niveaux sous-jacents, il ne remblaie pas une surface de ravinement et peut être, en première approximation, considéré comme plan. Il constitue un excellent niveau repère qui, comme nous le verrons plus loin, se retrouve en dehors des Jbeliat dans de nombreuses coupes de CO_1.

Le toit de ce niveau 11 montre localement (coupe 25) des stries d'origine incertaine, peut-être glaciaires, et des dépressions circulaires ou subcirculaires (pl. photo. XIII, A) de quelques mètres de diamètre dont nous discuterons la signification dans le paragraphe suivant consacré à la paléomorphologie glaciaire.

g) Niveaux 12, 13 et 14, CO_1,12, CO_1,13 et CO_1,15, épais de 10 m environ

Avec ces 3 niveaux nous abordons des sédiments à dominante argileuse ou carbonatée, qui ne présentent aucun caractère glaciaire net. Ils sont bien représentés dans la coupe 25.

Le niveau 12 est calcaro-dolomitique et dolomitique calcaire, brun, finement lité, avec, localement, au toit, des placages de barytine fibreuse. Le contact avec les grès-quartzites du niveau 11 est irrégulier ; les roches carbonatées comblent les dépressions creusées dans ces grès-quartzites conglomératiques.

Le niveau 13 n'est visible que dans la coupe 25 où il est constitué de shale plus ou moins gréseux mauve, tendre, fissile, en partie masqué par les éboulis du niveau sus-jacent ; au NE il disparaît rapidement.

Enfin CO_1,15, que l'on peut grossièrement considérer comme l'équivalent des calcaires des Agmeïminat (C_{13}) de Th. Monod (1952), est un calcaire dolomitique, brun, vert ou violine, à nombreux rognons de barytine, à silex rouge vif, et à géodes de très beaux quartz millimétriques automorphes limpides.

h) CO_2,17, épais de 10 m et davantage

La base de CO_2 est, dans les Jbeliat, constituée de silexites argileuses vertes ou violines à débit en plaquettes, en réglettes et de silexites peu ou pas argileuses, massives, à patine cireuse.

9) Paléomorphologie glaciaire

Nous avons vu, dans les généralités sur le glaciaire, que le glacier était un puissant agent d'érosion. Nous recenserons les principales figures d'abrasion que l'on est susceptible de trouver dans les formations glaciaires en insistant tout particulièrement sur les figures de fric-

tion bien représentées au Jbeliat, mais aussi en Haute-Volta (p. 305) :

- les vallées glaciaires profondes, aux flancs raides, au profil en U caractéristique
- les substratums ou planchers moutonnés et souvent polis évoqués dans les généralités sur les formations glaciaires
- les planchers "tectonisés" avec plis d'entraînement ou phénomènes de bréchification
- les planchers striés avec des stries, parfois des "*grooves*" qui sont des mégastries, des cannelures. Ces figures linéaires, allongées parallèlement au mouvement du glacier, sont souvent associées à des fractures de friction, qui leur sont perpendiculaires, et dont la signification et la nomenclature ont été souvent discutées. Nous tenterons de clarifier ce point à partir des articles un peu anciens mais clairs de S.E. Harris (1943) et de A. Dreimanis (1953). Les fractures de friction, généralement regroupées en batterie, comprennent 3 types principaux (fig. 96) : les *crescentic fractures* de loin les plus nombreuses, les *crescentic gouges* et les *lunate fractures*. On y adjoint parfois les *chattermarks* qui sont de petites dépressions en écailles situées en général au fond des cannelures mais qui, à proprement parler, ne sont pas des fractures. Dans les *crescentic gouges* et les *lunate fractures* (fig. 96), qui sont des dépressions en croissant à concavité tournée vers l'amont (*crescentic gouges*) ou vers l'aval (*lunate fractures*), l'enlèvement de matière est très net, ce qui n'est pas le cas pour les *crescentic fractures* dont la concavité est tournée vers l'aval du glacier, mais dont l'orientation du plan de fracture est controversée, vers l'aval pour S.E. Harris (1943), variable mais plutôt vers l'amont pour A. Dreimanis (1953). Ce désaccord est peut être à mettre sur le compte de conditions locales telles que l'allure du substratum, sa structure, la pente du glacier ..., qui viennent perturber la configuration du cône de percussion (fig. 96).

  Ces figures ont pu être reproduites en laboratoire par grippage d'une bille, que l'on empêche de rouler, ou d'un poinçon sur du verre, de la cire, du bitume. L'allure des fractures obtenues diffère avec le type de matériau utilisé ; les résultats les plus approchés s'obtiennent avec le verre.

Par le nombre et la variété des figures glaciaires représentées, les Jbeliat constituent un terrain de choix pour l'étude de l'érosion glaciaire. Nous étudierons successivement les principaux niveaux qui présentent des empreintes de façonnement glaciaire.

a) Le toit de la série 1 et le niveau CO_1,1

Aucune marque de façonnement glaciaire n'a été relevée au toit de la série 1, très frais, qui ne montre pas d'altération. Cependant le schéma de la figure 95, construit en supposant les niveaux 11 et 12 subhorizontaux, hypothèse qui paraît justifiée aux Jbeliat, montre que le toit de la série 1 est à petite échelle irrégulier, accidenté de vastes dépressions. Les Jbeliat paraissent occuper l'une de ces dépressions que l'on peut appeler également *ombilic*, quoique ce terme soit en général réservé aux glaciers de montagne.

Nous avons discuté, à propos de la coupe 28, de la possibilité que CO_1,1 représente un substratum moutonné. Sans pouvoir rejeter catégoriquement cette hypothèse il paraît plus vraisemblable d'y voir un conglomérat à énormes pseudo-galets constitués de fragments de couches remaniés. Ces pseudo-galets portent de nombreuses fractures en gradin qui, selon S. Beuf *et al.* (1971) et F. Arbey (1968) résulteraient du tassement différentiel de sable gelé, sous la pression des glaces.

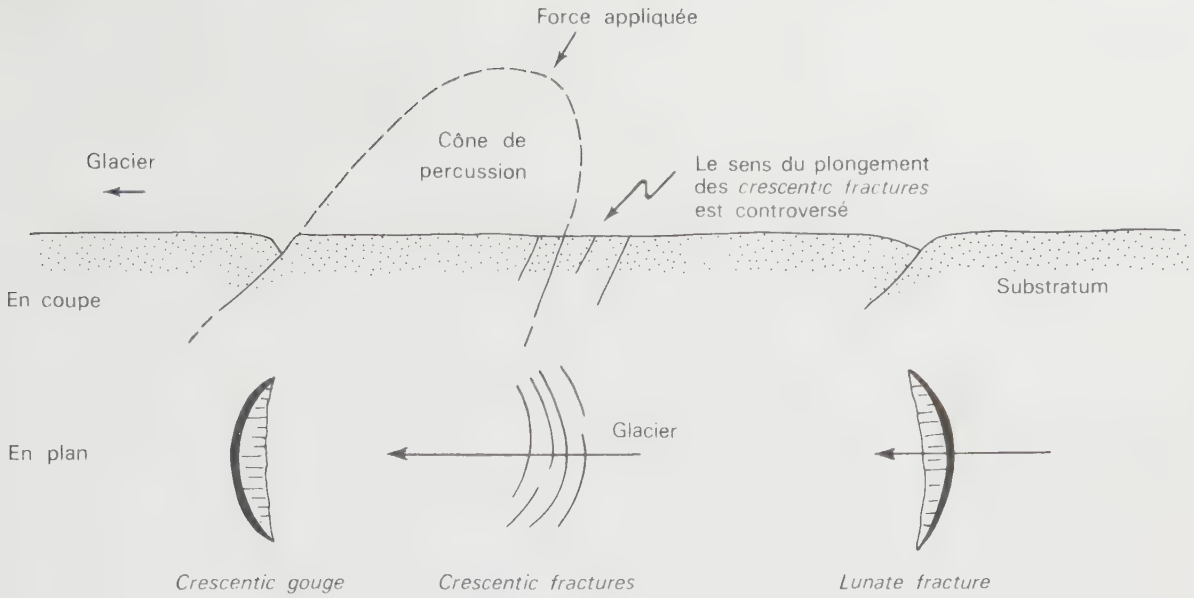


Figure 96 : Fractures de friction glaciaires : leur polarité . D'après des travaux de S.E. HARRIS (1934) et A. DREIMANIS (1953)

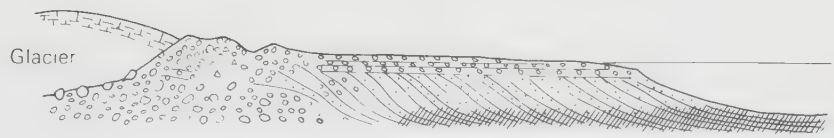


Figure 97 : Section d'un delta marin fluvio-glaciaire d'après M. SAURAMO *in* J.K. CHARLESWORTH (1966, fig. 92)

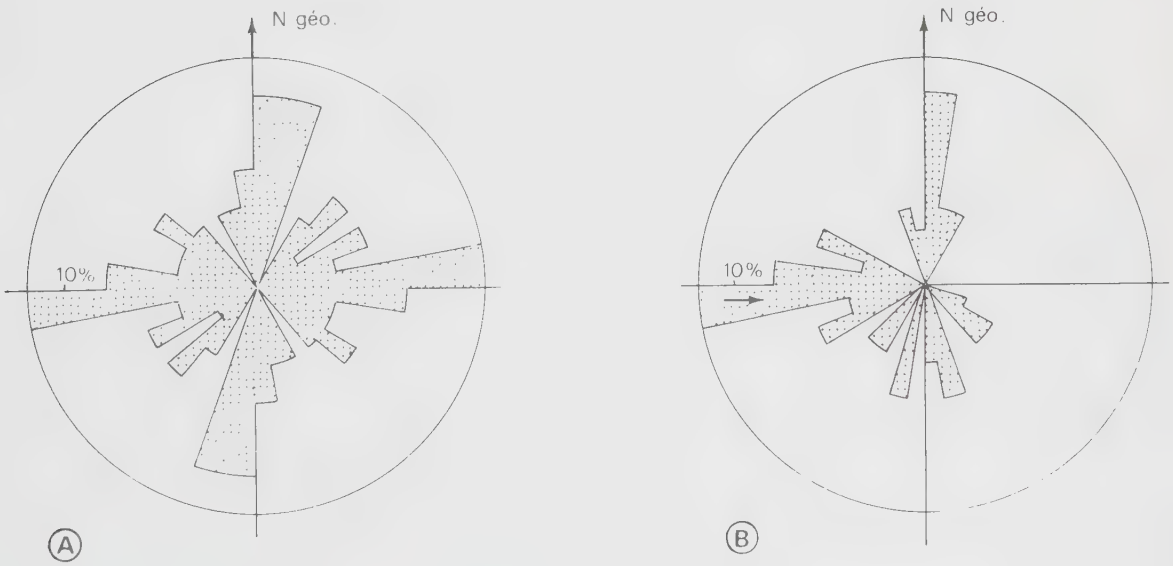


Figure 98 : Orientation des galets de tillite dans les Jbeliat (CO_1 . 2, coupe 28) 24 mesures

(A) seule l'orientation du grand axe des galets a été reportée
(B) on a tenu compte du plongement de l'axe des galets (↑)

b) Les sédiments fins des niveaux CO_1, 3, 4 et 5

Il s'agit de sédiments évolués, bien striés, dont la granulométrie décroît lorsqu'on s'élève dans la stratigraphie.

Le niveau 3 est lenticulaire et semble correspondre, au moins pour une partie, à un ancien delta fluvio-glaciaire. Les relations spatiales entre ce paléodelta d'extension limitée et les niveaux synchrones avoisinants sont difficiles à déterminer. Il est probable qu'en amont, vers le NE, il passe à des sédiments grossiers de type moraine (fig. 97) selon un schéma voisin de celui indiqué par M. Sauramo (*in* : J.K. Charlesworth, 1966, fig. 92). Un paléodelta assez semblable à celui des Jbeliat a été décrit par I. Banerjee (1966) aux Indes dans la formation de Talchir datée du Carbonifère supérieur ; les paléocourants reconstitués à partir de l'orientation des stratifications obliques divergent d'un même point formant un vaste éventail. On remarquera que dans les Jbeliat l'éventail des stratifications obliques n'a pas été observé (fig. 87) et qu'en conséquence l'appartenance du niveau 3 à un paléodelta reste du domaine de l'hypothèse.

Les sédiments fins des niveaux 4 et surtout 5 montrent de nombreuses fractures en gradin. Aux abords de la coupe 29, à ces fractures est associé un pli décamétrique, dissymétrique, à plan axial subvertical orienté N 105°, déversé vers le Nord. Il s'agit peut-être d'un pli de refoulement glaciaire semblable à ceux décrits par H. Martin (1964) dans le groupe d'Itararé (Paléozoïque supérieur) du bassin de Paraná au Brésil.

Dans la coupe 27, les grès fins, micacés, tendres, non stratifiés, du niveau 5 sont recoupés par un "filon" vertical de grès-quartzite, large d'une quinzaine de centimètres, à stratification fruste parallèle aux épontes. Ce filon, qui latéralement disparaît rapidement, représente le remplissage d'une fente en coin identique à celles que l'on rencontre dans les pergelisols (L.-E. Hamelin et F.A. Cook, 1967).

Ces sédiments fins et bien classés de CO_1,3 à CO_1,5 constituent le substratum dans lequel sont creusés les chenaux glaciaires comblés par les formations tillitiques des niveaux 6, 7, 8, 9 et 10.

c) Les formations tillitiques des niveaux 6, 7, 8, 9 et 10, CO_1,6 à CO_1,10

Ces formations sont lenticulaires et comblent des chenaux nettement visibles dans les coupes 27 et 29. Le ravinement est brutal ; il peut déblayer les formations sous-jacentes sur dix mètres, voire davantage.

Les formations 7 et 8 sont fréquemment moutonnées. Si l'on excepte la coupe 29 où c'est CO_1,3 qui est moutonné, on remarque que c'est toujours *dans* les formations de comblement des chenaux qu'apparaissent les plus beaux planchers glaciaires. L'étude de ces surfaces est délicate et il faut distinguer au moins trois formes de signification différente :

- des mega-cannelures étroites, régulières de quelques mètres de large, 1 m environ de profondeur et de plusieurs dizaines de mètres de longueur, voire 100 m. Ces structures sont voisines des structures appelées "grooves" par R.F. Flint (1963, p. 57) ; elles sont probablement, en gros, parallèles au mouvement du glacier.
- des formes en triangle, en coin, de quelques mètres de longueur qui évoquent d'énormes coups de gouge avec ablation de matière.

- des moutonnements arrondis, en vagues, s'allongeant sur quelques mètres, formant des sortes de petites dunes irrégulières évoquant le refoulement d'un matériau plus ou moins induré et assez peu compétent, peut-être en partie gelé. Une partie au moins de ces boursouflures paraît être grossièrement perpendiculaire au mouvement du glacier. Ces formes sont nombreuses dans le CO_1,7 de la coupe 26 (pl. photo. XI, A) et dans le CO_1,9 de la coupe 27 (pl. photo. XII, A et B).

Déterminer la direction et le sens d'avancée des glaces à partir de ces seules formes est difficile et demande, pour chaque affleurement, une longue étude critique qui n'a pu être faite systématiquement.

Les stries sont assez peu nombreuses et concentrées dans les niveaux 7 et 9. Le plancher glaciaire de la coupe 30, qui, rappelons-le, n'a été rattaché à CO_1,9 qu'à titre d'hypothèse, est net. Les stries sont accompagnées de figures d'arrachement en fermeture éclair (pl. photo. XI, B) à aspect de Cruziana identiques aux structures décrites par R.F. Flint (1963, p. 62 et fig. 5-4) sous le nom de "lunate fracture" et par J.K. Charlesworth (1966, p. 248, fig. 49) sous le nom de "Sichelwanne". Par endroit l'arrachement de matière est peu net et il semble que l'on ait à faire à des "crescentic fractures", à moins qu'il ne s'agisse des figures précédentes en partie érodées. *Ces figures indiquent, sans conteste, une poussée des glaces dirigée vers le SE.*

De petites figures centimétriques, triangulaires, en forme de coin ont été relevées sur les parois très pentées du chenal de la coupe 27 ; leur signification reste obscure.

Les glaciers ont laissé dans les niveaux 6, 7, 8, 9 et 10 des Jbeliat des empreintes de leur passage très nombreuses et très variées ; mais ces empreintes sont souvent délicates à déchiffrer.

d) Les grès-quartzites conglomératiques du niveau 11, CO_1,11

Ce niveau ne participe pas au remblaiement des chenaux glaciaires ; il s'est sédimenté sur un substratum subhorizontal à l'échelle des Jbeliat, ce qui explique sa régularité et sa continuité. Dans la coupe 25, son toit est creusé de dépressions subcirculaires ou hexagonales de 5 à 10 m de diamètre et de 0,5 à 0,8 m de profondeur (pl. photo. XIII, A) accolées à la manière des rayons de nid d'abeilles et qui représentent des vestiges de "sols polygonaux" ou, selon l'expression plus générale de L. Lliboutry (1965, p. 990), des "sols structurés". Les parois subverticales de ces dépressions sont enduites de placages de grès calcaire conglomératique brunâtre. Des observations inédites, faites en 1970, avec M. Deynoux, sur la bordure sud-ouest des Jbeliat, confirment bien l'origine périglaciaire de ces structures. Les côtés des dépressions polygonales s'enfoncent subverticalement dans les shales sous-jacents, formant des sortes de murettes à stratification subverticale (cf. le pseudo-filon décrit dans CO_1,5 de la coupe 27) analogues aux fentes en coin. Ces structures, très particulières, seront prochainement décrites en détail par M. Deynoux.

Les bourrelets qui séparent les dépressions portent quelques stries peu nettes, dont l'origine glaciaire est incertaine, et qui sont orientées N 110° et associées à de petites figures d'arrachement paraissant indiquer une poussée dirigée de l'ESE vers l'WNW.

Les fentes en coin sont très rarement citées dans les sédiments glaciaires du Précambrien supérieur. N. Chumakov (1968) en cite au Spitzberg ; A.M. Spencer (1971, p. 40 et pl. photo. 8) les décrit en détail dans le Dalradien d'Ecosse et notamment dans les îles Garvellachs où elles sont magnifiquement conservées.

Le toit de CO_1,11 pourrait donc avoir été affecté et par des phénomènes glaciaires (stries, figures d'arrachement) et par des phénomènes périglaciaires (dépressions). Nous reviendrons sur les problèmes que pose cette association.

e) Géomorphologie actuelle et paléomorphologie glaciaire

On remarquera, à la lecture de la carte géologique des Jbeliat (fig. 87), la coïncidence qui existe, d'une part entre l'orientation des deux principaux oueds et la direction des chenaux glaciaires telle qu'elle a pu être mesurée dans les coupes 26 et 30, et d'autre part entre l'allongement des affleurements des grès-quartzites de CO_1,3 et l'orientation du paléocourant responsable de leur mise en place qui a été déduite des mesures de stratifications obliques. Ces deux exemples suffisent à montrer que la géomorphologie actuelle des Jbeliat a été grandement influencée par la paléogéomorphologie glaciaire. Le cours des oueds emprunte de préférence les anciens chenaux glaciaires dont le remplissage, formé de roches tendres, a été rapidement déblayé. Ceci explique, au moins partiellement, la difficulté que l'on éprouve à reconstituer la géométrie des corps sédimentaires qui comblaient ces chenaux.

B - *ETUDE PETROGRAPHIQUE*

L'étude pétrographique, et d'une façon plus générale sédimentologique, des dépôts glaciaires présente quelques particularités. Une étude microscopique, accompagnée éventuellement d'une analyse chimique, suffit dans la plupart des cas à définir un grès, un phtanite ou un calcaire dolomitique. Il en va autrement pour une formation glaciaire qui se définit de façon *dynamique* comme un sédiment, marin ou continental, façonné et transporté par les glaces. L'étude des sédiments glaciaires comprend donc un aspect pétrographique et un aspect pétrogénétique.

Nous nous attacherons ici à décrire les principaux faciès : shales, shales à blocaux, grès conglomératiques feldspathiques à ciment carbonaté et ferrugineux, grès et grès-quartzites à glauconie, enfin grès-quartzites hétérogranulaires souvent conglomératiques.

1) Description des principaux faciès

a) Les shales (CO_1,10 et 13)

Ils sont ocre ou verts (CO_1,10), mauves (CO_1,13), plus ou moins micacés, avec de rares intercalations finement gréseuses ou silteuses, mais sont dépourvus de blocaux. Dans la coupe 31, CO_1,10 renferme une intercalation de 1 à 2 cm d'épaisseur de calcaire jaune d'or, à structure transverse, qui n'a pu être repérée en place. Ces shales caractérisent une sédimentation calme, fine, continue, non rythmique ; ils n'ont rien de commun avec les varves glaciaires.

b) Les calcaires dolomitiques et dolomies calcaires, CO_1,12 et 15

Ils sont finement lités, à patine brune, mauve, verte, à cassure fine, microcristalline, grise. Le mur de CO_1,12 est localement conglomératique avec des galets centimétriques de quartz et plus rarement de socle. Les deux niveaux sont souvent riches en rognons de barytine qui, dans CO_1,15, peuvent dépasser 10 cm de diamètre.

c) Les shales à blocaux (tillites), CO_1,2, 6, 8 et 10

Ce sont des shales silteux ou gréseux, vert moutarde, à quartz millimétriques arrondis probablement éoliens, pouvant passer, dans CO_1,2, à des grès très fins et des siltstones argileux. Les blocaux de socle et de roches carbonatées, avec assez souvent des Stromatolites, sont les plus nombreux ; ils sont centimétriques, plus rarement décimétriques.

A titre d'exemple nous décrirons les blocaux de CO_1,2 observés dans la coupe 28. Leur taille varie de 1 à 40 cm. Les galets de roches carbonatées sont arrondis, aplatis ou polyédriques avec des faces planes parfaites ; certains, éolisés, ont des arêtes nettes aiguës. Les Stromatolites ne sont pas rares et on peut reconnaître certaines formes caractéristiques de I_9 et I_{12} (série 1). Les blocs de socle sont le plus souvent formés de roches claires quartzo-feldspathiques, pegmatite, granite, leptynite ; les gabbros, dolérites, amphibolites sont plus rares. Les galets striés sont peu nombreux ; seuls les siltstones et les grès très fins légèrement argileux et micacés ont conservé enregistrées des empreintes de stries glaciaires. Ces blocaux sont enrobés d'une fine pellicule ocre, carbonatée, qui s'écaille facilement ; cette "peau" est probablement un dépôt secondaire, lié à des circulations de solutions riches en carbonates. Ces observations rejoignent celles faites par C.D. Wentworth (1936 a et b) sur les moraines terminales de la glaciation Wisconsin aux U.S.A. Sur un lot de 626 galets étudiés, 1/3 sont tabulaires avec des faces parallèles, 1/3 sont subtabulaires. Le profil, mesuré sur une section perpendiculaire au petit axe du galet, est dans 2/3 des cas soit pentagonal 22 %), soit quadrangulaire (9 %), soit triangulaire (8 %), soit polygonal, trapézoïdal ou réniforme. Soixante-quinze pour cent des galets ont le rebord bien ou modérément arrondi. Le galet morainique typique est donc tabulaire avec un profil pentagonal ce qui confirme les observations faites dès 1930 par O.D. Von Engeln qui parle de galet en forme de fer à repasser.

Il est difficile de déterminer si ces galets ont une orientation privilégiée étant donné les perturbations liées aux glissements ainsi que la rareté et la faible superficie des affleurements. L'orientation et le sens du plongement de 24 galets, pétrographiquement variés et de taille comprise entre 2 et 30 cm, ont été mesurés. La rose des vents de la figure 98 A indique deux maximums selon les directions E-W et N-S, qui se retrouvent, un peu moins nets, sur la figure 98 B où l'on a tenu compte du sens de plongement. Ces résultats sont donnés à titre indicatif, ils portent sur un trop petit nombre de mesures pour pouvoir être considérés comme significatifs.

Le mécanisme responsable de l'orientation des galets dans les tillites est complexe et difficile à saisir pleinement pour le géologue, car il fait appel à des notions de mécanique et de physique des fluides. Nous essayerons cependant de faire le point sur cette question à partir de deux articles un peu anciens mais qui ont le mérite d'être clairs. Ce sont les publications de J.W. Glen, J.J. Donner et R.G. West (1957) et P.W. Harrison (1957). L'orientation des galets dans les dépôts glaciaires est un fait d'observation fort ancien. Le grand axe des blocs tend à s'orienter parallèlement au glacier (voir la définition des termes parallèle, transverse... dans le schéma A de la figure 99) ; quelques blocs peuvent s'orienter selon une direction transverse, et l'on obtient une rose des vents à 2 maximums (fig. 99). Les anciens auteurs étudiant les tillites, et notamment C.D. Holmes cité par J.W. Glen *et al.* (1957), attribuaient l'orientation parallèle au glissement des pierres sur le substratum du glacier, tandis qu'ils liaient le pic transversé à la tendance qu'ont les blocs, totalement enrobés dans la glace, à prendre une position telle qu'ils puissent rouler aisément autour de leur grand axe. Selon ce schéma une tillite formée à partir de "glace active" présentera un pic marqué dans la direction parallèle à l'avancement du glacier tandis qu'une tillite formée à partir de "glace morte" aura un pic transverse net. En réalité les

phénomènes responsables de l'orientation des galets sont beaucoup plus complexes. Les expériences faites en laboratoire sur l'orientation des objets non sphériques dans un liquide en mouvement, par G.B. Jeffery et G.I. Taylor cités par J.W. Glen *et al.* (1957) aboutissent aux conclusions suivantes : des objets placés au hasard se disposent, dans un premier temps, avec leur grand axe dans la direction parallèle, puis, après un temps plus long d'expérimentation (370 rotations du cylindre chargé de créer le mouvement dans les expériences de G.I. Taylor), ils se placent dans la direction transverse, position où l'énergie dissipée par le sphéroïde est minimale, ceci à condition que le rapport des axes soit petit.

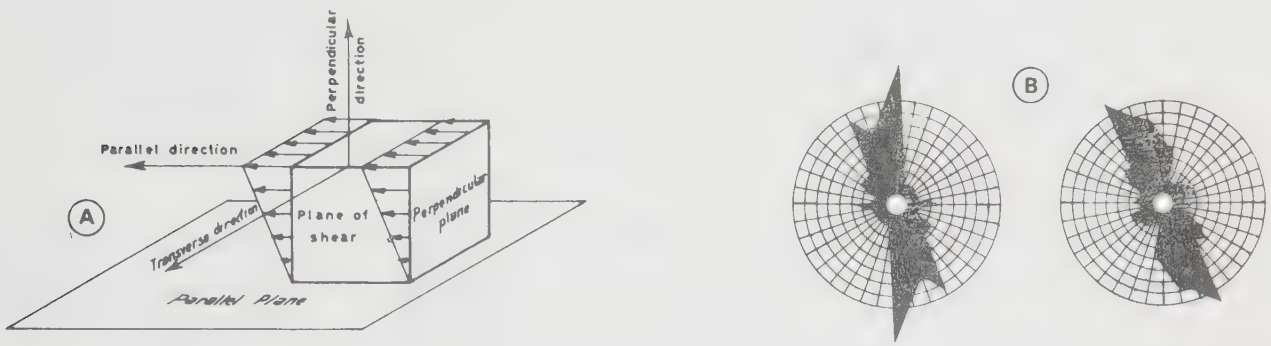


Figure 99 : DONNÉES GÉNÉRALES SUR L'ORIENTATION DES GALETS DANS LES TILLITES

(A) Définition des principaux termes utilisés

(B) Roses des vents de deux argilites à blocaux de l'Est de l'Angleterre d'après J.W. GLEN, J.J. DONNER et R.G. WEST (1957)

De leur côté R. St. J. Manley, A.P. Arlov et S.G. Mason cités par J.W. Glen *et al.* (1957) ont constaté que le pic transverse était d'autant mieux marqué que le nombre de blocs transportés était plus grand, ce qui revient à dire que les collisions jouent certainement un rôle important dans l'orientation des blocs de tillite ; ces collisions tendraient à faire décrire aux blocs des orbites de volume minimal. Ainsi pour les blocs nettement allongés (prolate) elles favorisent l'orientation transverse tandis que pour les blocs allongés mais aplatis aux pôles (oblate) elles tendent à placer *le plus petit axe* dans la direction transverse. Ces expériences montrent que la forme des blocs influe directement sur leur orientation.

W. B. Harland, K.N. Herod et D.H. Krinsley (1966), pour rendre compte de l'orientation des galets, ont proposé un autre moteur qui ne serait pas les collisions mais les déformations de la glace sous l'effet de la compression verticale. Ceci rendrait compte de l'allongement des galets parallèlement à la direction d'écoulement, mais aussi de l'avancée du glacier. Localement, notamment à la partie terminale du glacier, des phénomènes d'extension latérale peuvent amener la naissance d'une orientation transverse. En faveur de cette hypothèse, qui lie orientation des galets et déformation du glacier, il faut citer le développement, dans certains tills, d'une orientation secondaire causée par des phénomènes de solifluxion ou même par le simple passage répété de véhicules (G. Norris, 1962).

Les travaux récents des glaciologues sur la structure et la dynamique des glaciers actuels ont mis en évidence l'importance des forces de cisaillement et des phénomènes d'interaction entre

le glacier et le substratum d'une part, et d'autre part, au sein même du glacier, entre couches de glace de nature et de vitesse différentes. Ces forces tendent à développer une orientation parallèle excepté dans le cas où une couche de glace à progression très rapide enfonce des blocs dans une couche sous-jacente stationnaire ou à vitesse très faible ; dans ce cas, assez rare, l'orientation transverse est alors dominante.

Enfin les études de P.W. Harrison (1957) sur les tillites argileuses du Quaternaire de la région de Chicago ont montré que l'orientation des *petites particules* (3 à 40 mm) variait avec les différents types de moraines étudiés, mais également à l'intérieur d'un même feuillet morainique. Dans les moraines de fond, le grand axe des particules en forme de boudin tend à se mettre dans le plan horizontal ou à constituer une structure imbriquée faiblement pentée vers l'amont du glacier. Le grand axe des particules ayant la forme de lamelles très aplaties se place dans le plan horizontal avec une imbrication selon une direction parallèle ou bien transverse. Dans les moraines terminales il ne semble pas possible de dégager une relation simple entre le mouvement du glacier et l'orientation des particules.

Cette mise au point succincte sur les causes de l'orientation des blocs et particules dans les tillites a nécessairement un caractère laborieux et schématique. *Elle montre cependant clairement la complexité du phénomène régi par un grand nombre de facteurs, forme des galets, type de glacier, type de moraine... A tout ceci s'ajoutent les remaniements fini- ou post-glaciaires liés à la fonte des glaces* (glissement, solifluxion...) ; *ils peuvent être suffisamment importants pour perturber entièrement les structures primaires.*

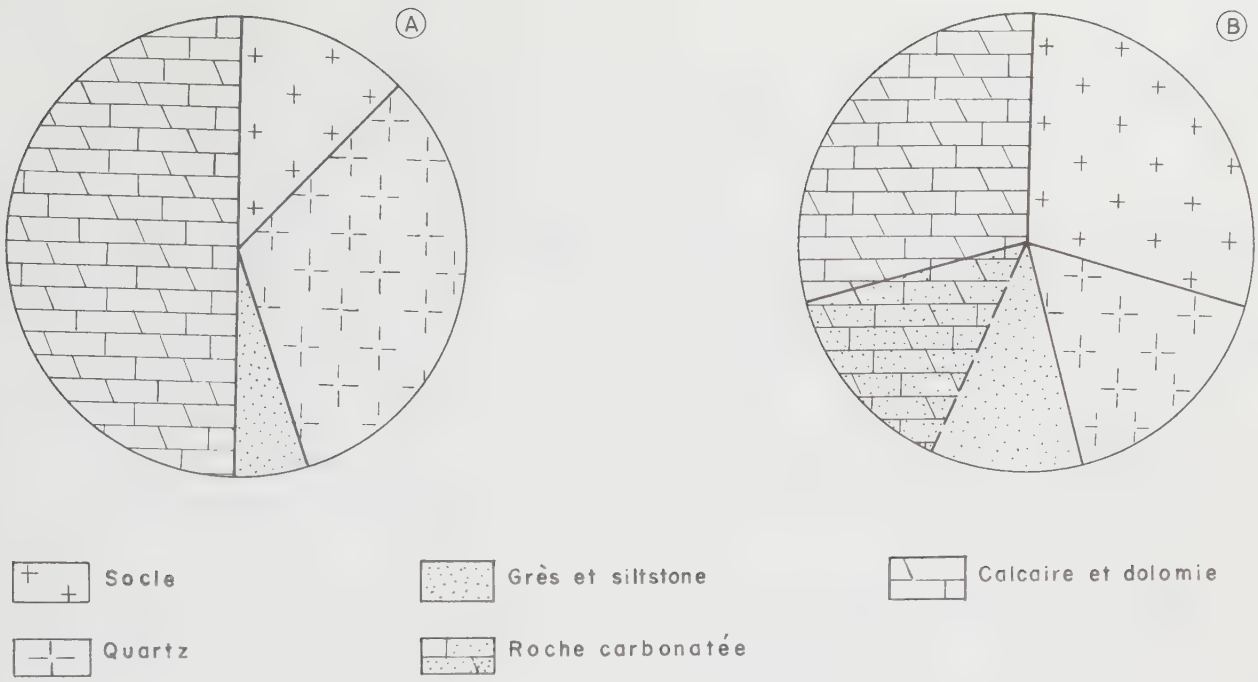
d) Les grès plus ou moins feldspathiques et conglomératiques à ciment carbonaté et ferrugineux (CO_1,9 éch. TA 338, 387, 388, 2988 et 2989 ; CO_1,11 éch. TA 385 et 386 et DEY. 860 et 861)

Les grès conglomératiques brunâtres de CO_1,9 sont assez franchement carbonatés ; les grès conglomératiques à patine noire et à cassure verte de CO_1,11 le sont en général beaucoup moins, exception faite de leur toit souvent enduit de placages à ciment carbonaté abondant.

Les galets sont variés. 50 % environ sont formés d'éléments de socle : granites, dolérite (*s.l.*), roches métamorphiques et quartz (fig. 100) ; la seconde moitié est constituée de roches carbonatées ou de grès. Un des galets de l'échantillon TA 388 est entaillé par un profond coup de gouge en forme de croissant, profond de 2 cm.

Description microscopique

- la texture est détritique à grains non jointifs.
- le *quartz*, réparti en deux familles de granulométrie différente, constitue l'essentiel de la roche. Les plus petits grains, de 100 à 150 µ de diamètre moyen, sont anguleux à subanguleux; les plus gros, de 300 µ à plusieurs millimètres, sont arrondis et probablement d'origine éolienne. Dans l'échantillon TA 338 les quartz sont localement nourris.
- les *feldspaths* sont toujours présents mais rarement abondants. Dans certains échantillons (TA 2988, 2989 et DEY 860) ils atteignent de grandes tailles, dépassant 1 mm. Les *feldspaths non maclés* sont les plus abondants toujours profondément altérés en un mélange d'*illites* et de *kaolinite* ; le *microcline* est rare, les *plagioclases* très rares et présents seulement dans quelques échantillons.
- les micas, *biotite* plus ou moins décolorée et *muscovite* en lamelles flexueuses, sont peu abondants.
  Des *chlorites vertes* (DEY 860) et de la *peninne* (TA 338) sont souvent associées aux carbonates pour former le ciment de ces grès. Dans l'échantillon TA 386 les chlorites vertes très abondantes, en grandes lamelles, constituent la quasi-totalité du ciment.

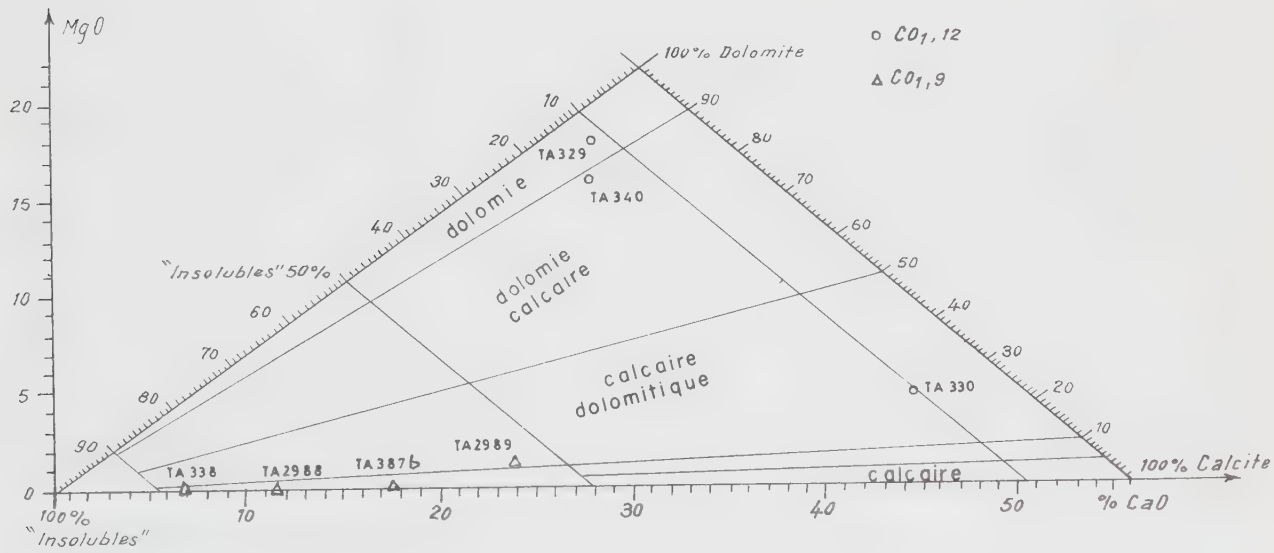


NATURE PÉTROGRAPHIQUE DES GALETS DE TILLITE DANS LES JBELIAT ($CO_{1,9}$)

Ⓐ *169 galets répertoriés sur une surface de 1m² environ (Coupe 26)*

Ⓑ *217 galets répertoriés sur une surface de 0,6m² environ (Coupe 31)*

Figure 100



COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE CO_1 DANS LES JBELIAT

Figure 101

Les *illites* et la *kaolinite* plus rare, proviennent en majeure partie de l'altération des feldspaths.

- les minéraux lourds sont abondants, *zircons*, *tourmaline verte* et probablement *sphène* et *monazite*. Dans les échantillons DEY 860 et 861, ils sont tellement abondants, notamment le zircon, qu'ils deviennent des minéraux caractéristiques.
- l'échantillon DEY 860 renferme de la *barytine*.
- le *ciment carbonaté* est souvent inégalement réparti ; il n'est jamais très abondant. Dans l'échantillon TA 387 b, il forme de grandes plages millimétriques englobant les minéraux détritiques (équivalent de la structure ophitique des dolérites selon R.H. Clark, 1952) ; dans toutes les autres lames minces, il se présente en grains ou en rhomboèdres.
  Si l'on excepte les échantillons DEY 860 et 861, les carbonates sont toujours colorés en brun ou brun rouge par des oxydes et hydroxydes de fer. Fréquemment les minéraux détritiques sont corrodés par le ciment carbonaté.

e) Les grès hétérogranulaires, feldspathiques, parfois conglomératiques, glauconieux, à ciment carbonaté fréquent (CO_1,1 éch. TA 333 ; CO_1,3 éch. 383 ; CO_1,5 éch. DEY 858 ; CO_1,7 éch. TA 337 et DEY 867)

Ces grès sont très voisins des précédents ; ils en diffèrent surtout par la présence de *glauconie* en gros grains, de 70 à 500 µ, vert pâle, souvent visibles à la loupe. Les *micas* sont un peu plus abondants que dans les faciès dépourvus de glauconie.

Le *ciment* des échantillons TA 333 c et DEY 858 et 867 est carbonaté et ferrugineux ; l'échantillon TA 337 est un grès-quartzite à glauconie et TA 383 montre, à côté de plages à texture granulaire en mosaïque, des plages à ciment peu abondant de micas, d'illites, d'oxydes et d'hydroxydes de fer.

f) Les grès-quartzites moyens à grossiers (CO_1,3 éch. TA 335, 384)

Description microscopique

- texture granulaire en mosaïque.
- le *quartz*, de 250 µ de diamètre moyen, forme l'essentiel de la roche ; certains grains arrondis atteignent 1 mm. Le nourrissage est important et l'on note dans l'échantillon TA 335 une tendance très nette à l'automorphie.
  Le contour des grains détritiques, souligné par un film de *limonite* probablement associée à un peu de *kaolinite*, est arrondi à subarrondi. Ces quartz sont probablement en majeure partie d'origine éolienne. Très souvent les plus gros quartz montrent des alignements rectilignes, ou à faible rayon de courbure, de très petites inclusions visibles seulement aux très forts grossissements du microscope. Ces pseudo-stries ne sont pas caractéristiques de CO_1, mais elles y apparaissent de façon particulièrement nette.
- les *feldspaths* sont rares, souvent très altérés et alors partiellement transformés en *kaolinite* (TA 335).
- les *micas* sont rares, parfois absents. L'échantillon TA 384 montre quelques paillettes de *biotite* en cours de décoloration (chloritisation).
- dans la lame mince TA 384, des *carbonates*, associés à des *illites* et des *oxydes* et *hydroxydes de fer*, constituent un ciment inégalement réparti.

g) Les grès-quartzites hétérogranulaires à tendance conglomératique (CO_1,11 éch. TA 331 et 339)

Description microscopique

- texture granulaire en mosaïque.
- la taille des *quartz* varie de quelques microns à plus d'un millimètre. Les grains sont en majorité arrondis ou subarrondis et très probablement d'origine éolienne.
- les *feldspaths* sont peu nombreux, souvent très altérés et partiellement transformés en *kaolinite* ; l'échantillon TA 339 renferme quelques *plagioclases*.
- les *micas* sont relativement abondants, *biotite* plus ou moins décolorée et *muscovite*. Les

chlorites sont présentes dans les deux échantillons, amas de *chlorites vertes* dans TA 339 et *pennine* dans TA 331.

- dans l'échantillon TA 331, des *carbonates*, associés à de fines paillettes d'*illites*, forment de petits amas entre les grains détritiques.
- tout comme dans les échantillons de grès à ciment carbonaté DEY 860 et 861, les minéraux lourds, *zircons* dépassant 100 µ, *tourmaline verte*, et probablement *sphène* et *monazite* sont très abondants dans TA 339. *Le niveau CO_1,11 peut donc être caractérisé par sa forte teneur en minéraux lourds, notamment en zircons.*

2) Caractères pétrographiques généraux de CO_1 dans les Jbeliat

a) Caractères de la phase détritique

α) nature des clastiques

Les *quartz* sont de taille très variable, de quelques microns à plusieurs millimètres ; on peut souvent y distinguer deux lots : un lot de 100 µ de diamètre moyen et un lot de 200 µ à plusieurs millimètres.

Les faciès conglomératiques renferment des galets approchant 1 m^3 ; les galets de socle et de roches carbonatées sont les plus abondants. Les *feldspaths*, avec une prédominance des non maclés de type *orthose*, sont toujours présents mais jamais très nombreux ; ils sont très altérés, certains pouvant être entièrement transformés en une masse grisâtre de *kaolinite* enserrant quelques paillettes d'*illites*.

Les micas, *biotite* en voie de décoloration et fines lamelles de *muscovite*, sont inégalement répartis dans les 14 niveaux décrits aux Jbeliat ; ils ne sont jamais abondants.

Les *chlorites vertes* et la *pennine*, dont une partie est néoformée, sont associées aux *carbonates* dans le ciment de nombreux grès carbonatés.

La *glauconie*, souvent en gros grains visibles à l'oeil nu, est présente dans CO_1,1, 2, 3, 5 et 7.

Les minéraux lourds, abondants dans tous les faciès détritiques, sont si nombreux dans CO_1,11 qu'ils peuvent y être considérés comme des minéraux essentiels. Ce sont par ordre d'importance décroissante, du *zircon*, de la *tourmaline* verte et probablement du *sphène* et de la *monazite*.

β) morphoscopie

Les quartz, dont le diamètre dépasse 200 µ, sont presque toujours arrondis et portent l'empreinte d'un façonnement éolien.

Les galets sont assez souvent striés (galets de grès fin et de siltstone), plus rarement éolisés ; certains portent l'empreinte de profonds coups de gouge.

b) Caractère de la phase argileuse

Dans les grès et grès-quartzites, les argiles, essentiellement des *illites* et un peu de *kaolinite*, proviennent en grande partie de la dégradation des feldspaths. Elles constituent, associées aux oxydes et hydroxydes de fer, un film autour des anciens grains détritiques.

Dans les deux échantillons de shales de CO_1,2 et 10 étudiés aux R.X (tableau d'analyses aux R. X 1), l'illite est le minéral dominant, associé accessoirement à de la *montmorillonite*.

L'absence de kaolinite dans les shales tend à prouver que dans les grès elle est, au moins en partie, diagénétique : elle y proviendrait de l'altération des feldspaths par des solutions.

c) Caractères de la phase chimique

La phase chimique, essentiellement carbonatée, joue un rôle relativement important dans CO_1, ce qui est assez inhabituel dans les formations glaciaires généralement uniquement formées de faciès détritiques, mais habituel dans les formations glaciaires du Précambrien terminal du bassin de Taoudeni et du monde entier.

- les carbonates

En cristaux xénomorphes, plus rarement en rhomboèdres, très rarement en grandes plages englobant les minéraux détritiques, les carbonates forment le ciment de nombreux faciès gréseux. Ils sont généralement colorés en brun ou brun rouge par des oxydes et hydroxydes de fer.
Les 7 échantillons analysés (nous n'avons pas tenu compte de TA 328 récolté en pierres volantes) appartiennent à CO_1,9 et CO_1,12 ; CO_1,14 n'a pas été analysé (tableau d'analyses chimiques 2 et fig. 101).
CO_1,9 est franchement calcaire ; la teneur en insolubles est forte.
CO_1,12 oscille entre les dolomies et les calcaires dolomitiques ; il est très pauvre en insolubles.
Dans la coupe 25, CO_1,15 paraît légèrement moins dolomitique que CO_1,12.

- la silice

Les roches carbonatées de CO_1,12 et 14 sont riches en silex souvent rouges et en géodes garnies de quartz automorphes limpides et d'enduits mamelonnés de *calcédoine*.

- le fer

Sous forme *d'oxydes et d'hydroxydes*, il est intimement associé aux carbonates, ou bien forme de petites granulations ou des traînées. Dans certains échantillons de grès-quartzites, associé à des argiles, il souligne le contour des anciens grains détritiques.
Un grain de *magnétite* a été identifié.

- les sulfates

La *barytine* est abondante. Dans CO_1,9 elle forme des blocs dépassant 20 cm ; dans CO_1,12 et CO_1,15 elle se présente en rognons centimétriques à structure radiaire ; enfin dans les grès carbonatés de CO_1,11 elle est en fins cristaux visibles uniquement au microscope.

- les phosphates

Des *phosphates*, probablement de calcium, ont été identifiés par la réaction au molybdate d'ammonium, $(NH_4)_2$ No O_4, dans plusieurs échantillons de grès ; ils n'ont pas pu être retrouvés dans les lames minces où ils doivent se trouver à l'état diffus.

C - CONCLUSIONS A L'ETUDE DE CO_1 DANS LES JBELIAT

1) Données stratigraphiques et lithologiques

L'étude stratigraphique, paléogéomorphologique et pétrographique des 7 coupes nous a permis d'individualiser 14 niveaux, épais au total en moyenne d'une quarantaine de mètres, discontinus, souvent lenticulaires. Ces 14 niveaux peuvent être regroupés en 5 ensembles :

- les niveaux CO_1,1 et 2 constituent une tillite inférieure probablement terrestre à la base

et peut-être déposée dans l'eau au sommet.

- les niveaux CO_1,3, 4 et 5 sont des sédiments fins triés et évolués, glacio-lacustres et fluvio-glaciaires, probablement déposés assez loin du front des glaces ; CO_1,3, d'extension limitée, constitue peut-être une portion de delta d'un ancien torrent glaciaire.
- les niveaux CO_1,6, 7, 8, 9 et 10 constituent une tillite supérieure terrestre, où les phénomènes de ravinement sont particulièrement nets et qui remblaie une paléosurface d'érosion.
- le niveau CO_1,11 qui représente le toit de la tillite supérieure, a été séparé des niveaux tillitiques sous-jacents pour des raisons géométriques. En effet il ne participe pas au remblaiement des chenaux glaciaires, s'étant déposé sur un substratum qui, à l'échelle des Jbeliat, était subhorizontal.
- les niveaux CO_1,12, 13 et 14, constitués de dépôts chimiques ou détritiques très fins, sont rattachés au complexe glaciaire bien qu'ils ne possèdent aucune des caractéristiques des dépôts glaciaires. A titre d'hypothèse, on peut imaginer qu'il s'agit de dépôts de décantation particulièrement fins caractérisant un important recul des glaciers.

Les sédiments glaciaires des Jbeliat représentent donc une sédimentation complexe et variée où s'individualisent au moins deux maximums glaciaires correspondant aux niveaux CO_1,1 et 2 et CO_1,6 à CO_1,11, *séparés par un minimum, ou stade interglaciaire* pendant lequel se déposent des sédiments détritiques fins à moyens généralement bien triés, que l'on peut qualifier, globalement, de proglaciaires.

Cette complexité de la tillite du Précambrien terminal dans les Jbeliat, s'accorde bien avec ce que l'on sait des glaciations en général et de la glaciation quaternaire dans l'hémisphère nord en particulier où, en moins d'un million d'années, plus d'une vingtaine de reculées et d'avancées des glaces ont laissé leurs empreintes dans les sédiments quaternaires de l'Europe et de l'Amérique du Nord.

2) Données paléogéomorphologiques

Les Jbeliat constituent, à l'échelle de l'Adrar, un terrain exceptionnel pour étudier la paléogéomorphologie glaciaire de CO_I. Deux générations de planchers glaciaires, dont une complexe correspondant peut-être à plusieurs allées et venues du glacier, ont été mises en évidence :

- le plancher inférieur, qui correspond au toit de la série 1 représentée aux Jbeliat par le groupe de l'Assabet el Hassiane, apparaît comme une simple surface irrégulière, accidentée de vastes dépressions du type de celle des Jbeliat. Cette surface, là où elle est visible (coupe 28), n'est ni moutonnée, ni striée.
- le plancher supérieur est très net. Les niveaux CO_1,3 et 11 et surtout CO_1,7 et 9 sont moutonnés avec d'assez nombreuses stries, cannelures (grooves) et figures d'arrachement. Les planchers sont plus nets et plus nombreux à l'intérieur même des formations de comblement des chenaux que sur leur substratum ou leurs flancs. Le glacier paraît donc éroder et remanier beaucoup plus ses propres dépôts que son substratum.
  Ce plancher complexe est probablement le résultat de plusieurs avancées très rapprochées du glacier. A l'échelle de notre étude, nous considérerons que ces mouvements, rapides et de faible ampleur, ne représentent que les pulsations d'une grande avancée glaciaire.

Le toit de CO_1,11 semble montrer à la fois des empreintes de phénomènes typiquement

glaciaires (stries ?, figures d'arrachement) et des figures que nous avons rapprochées des structures périglaciaires du type "sols structurés" ou polygonaux.

Pour rendre compte de cette juxtaposition, il est nécessaire d'imaginer une histoire en deux temps : d'abord une évolution en zone périglaciaire avec formation de structures polygonales, puis, dans un second temps, une réavancée du glacier qui strie les bourrelets des structures polygonales de CO_I, II. Dans ce schéma il faut admettre que, lors de son retour, le glacier n'a pratiquement pas érodé son substratum, permettant ainsi la fossilisation des fragiles structures périglaciaires.

Le maximum glaciaire correspondant aux dépôts de CO_6 à CO_{11} est donc, dans les Jbeliat, encadré par deux stades interglaciaires. Le premier est caractérisé par des sédiments détritiques fins bien classés renfermant de la glauconie ; le second par des structures périglaciaires et des dépôts très fins en partie chimiques (CO_1,12, 13 et 15). Tous ces sédiments se sont probablement déposés dans des eaux lacustres ou marines assez loin du front des glaces.

3) Données sédimentologiques

CO_1 présente dans les Jbeliat trois particularités qui sont : la présence de *discordances de ravinement* liées à l'existence de chenaux glaciaires et l'apparition dans certains niveaux de *glauconie* d'une part, et des *carbonates* d'autre part. Nous étudierons successivement ces trois points.

a) Les relations géométriques entre les différents niveaux ; la notion de ravinement

La reconstitution géométrique dans l'espace des principaux niveaux est délicate étant donné le caractère lenticulaire de la plupart d'entre eux. D'où la nécessité d'études détaillées s'appuyant sur des levés cartographiques à petite échelle. Cette structure lenticulaire de CO_1 dans les Jbeliat est liée à la présence de discordances de ravinement, mais aussi aux caractères propres à la sédimentation glaciaire dont les dépôts ont très souvent une extension horizontale très limitée (paléodeltas, moraines, ...).

Nos observations, jointes à celles faites par B. Biju-Duval et O. Gariel (1969) dans la région de Guettatira (frontière algéro-mauritanienne), montrent l'ampleur des phénomènes de ravinement dans les formations glaciaires du Précambrien terminal de la bordure nord-ouest du bassin de Taoudeni.

Nous verrons que ces phénomènes prennent une importance exceptionnelle dans les formations glaciaires fini-ordoviciennes (O. Dia, J. Sougy et R. Trompette, 1969).

D'une façon plus générale, il semble bien que, très souvent dans les formations glaciaires, les différents niveaux se ravinent mutuellement ; cet aspect de l'étude des sédiments glaciaires continentaux nous semble avoir été trop négligé. La plupart des auteurs qui étudient les glaciations anciennes empilent régulièrement les différents niveaux glaciaires, proglaciaires ou périglaciaires ; cet concordance s'accorde mal avec ce que l'on sait de la dynamique des glaciers. *Pour notre part, chaque fois que nous avons pu étudier, sur des affleurements dégagés et suffisamment étendus, des formations glaciaires continentales épaisses et lithologiquement variées, qu'elles soient du Précambrien terminal ou fini-ordoviciennes, les phénomènes de ravinement nous sont apparus comme très importants.*

b) Signification de la glauconie

Les niveaux CO_1,1, 3, 5 et 7 renferment quelques grains de glauconie parfois de grande taille et alors visibles à l'oeil nu. Une question fondamentale est de savoir si cette glauconie est syngénétique ou bien détritique.

Dans la première hypothèse elle indiquerait qu'au moins une partie des formations glaciaires des Jbeliat est marine. L'association glauconie-sédimentation glaciaire peut surprendre, en effet on a l'habitude de rencontrer la glauconie sur le plateau continental des régions à climat tempéré ou chaud. Cependant de nombreux auteurs, et notamment G.I. Teodorovich (1961), admettent que la température et la profondeur de formation de ce minéral ont pu largement varier au cours des temps géologiques, surtout en fonction de la salinité. Cette remarque prend une grande importance dans l'étude des sédiments précambriens et paléozoïques si l'on suit A.B. Ronov (1968) lorsqu'il affirme que la mer n'a atteint sa composition actuelle qu'à la fin des temps paléozoïques.

La glauconie de CO_1 aux Jbeliat se présente en grains mamelonnés, très frais, dont le faciès est très voisin de celui de la glauconie de la série 1 qui, nous l'avons vu, est syngénétique précoce. Cependant, la présence à côté de cette glauconie de paillettes de muscovite, de biotite et de grains de feldspaths, non cassés, bien conservés (voir étude pétrographique), indique que le glacier peut transporter de fines particules détritiques sans les endommager. Dans ces conditions, la glauconie de CO_1 dans les Jbeliat peut être détritique et empruntée au groupe de l'Assabet el Hassiane qui en contient à plusieurs niveaux.

La présence de glauconie dans CO_1 ne fournit donc aucun argument en faveur d'une origine continentale ou marine de la sédimentation glaciaire dans les Jbeliat. Cependant d'autres indices montrent qu'une bonne partie de la sédimentation est continentale, *aussi considérerons nous, à titre d'hypothèse, que cette glauconie est d'origine détritique.*

c) Signification des carbonates ; leur précipitation dans les eaux froides

Les carbonates sont présents dans de nombreux faciès de CO_1. Bien qu'il ne s'agisse pas d'un cas unique, par exemple le Dalradien d'Ecosse est largement carbonaté, il est assez rare de trouver une sédimentation carbonatée associée à des dépôts glaciaires. Certains auteurs, s'appuyant sur ce fait, ont même été jusqu'à nier le caractère glaciaire de toutes les tillites carbonatées. Il est donc intéressant de voir, dans les Jbeliat, quelle est la signification et l'origine de ces carbonates.

Le problème de la mise en solution et de la précipitation des carbonates dans les eaux douces ou marines est d'un abord difficile pour le naturaliste, car il fait appel à des notions de chimie des solutions. Nous tenterons d'en résumer les principales données et conclusions en nous référant aux articles de P. Caro (1965) et de R.W. Fairbridge (1967). Un tel résumé aura nécessairement un caractère laborieux et théorique ; son but principal est de montrer la complexité du phénomène, certains auteurs ayant considéré, un peu rapidement, que la température était le seul facteur important régissant la précipitation des carbonates dans les eaux froides.

La précipitation, dans les eaux marines, des carbonates de calcium et de magnésium, les seuls qui nous intéressent ici, est contrôlée par trois variables : la *salinité*, nature et concentration des principaux sels (certains auteurs préfèrent utiliser la notion d'alcalinité), la *température* et la *pression de* CO_2. Ces trois variables ne sont pas indépendantes ; c'est ainsi que de la pression de CO_2 dans l'atmosphère dépend la teneur en ions CO_3H dans l'eau de mer, qui

elle-même intervient dans l'alcalinité.

- *la température* est un facteur important de la précipitation des carbonates dans les eaux froides ; il a été souvent considéré comme le seul facteur. Les eaux froides, riches en CO_2, sont agressives et capables de dissoudre de fortes quantités de carbonates. C'est ainsi que α, le coefficient d'absorption du CO_2 dans une solution de ClNa à 28 g/l symbolisant l'eau de mer, varie de 1,5 à 0° à 0,74 à 20°, soit du simple au double.

- *la salinité* est aussi un facteur important trop souvent négligé. C'est ainsi que les ions Na et Mg complexent l'ion CO_3 et accroissent ainsi la solubilité de Ca. A 25° pour une tension partielle de CO_2 dans l'atmosphère δ = 0,0006, le coefficient représentant le nombre de milliéquivalents de CO_3Ca qu'une eau peut dissoudre, varie de 1,5 pour une eau douce (2 g de ClNa/litre) à 2,65 pour une eau voisine de l'eau de mer (28 g de ClNa/litre). Or on sait qu'à proximité des inlandsis, des apports importants d'eau douce modifient grandement la salinité de la mer.

  Par contre l'ion SO_4 joue un rôle inverse : entrant en compétition avec CO_3, il capte une partie des ions Ca pour former du gypse. Les empreintes de cristaux de gypse ne sont d'ailleurs pas rares dans les dépôts glaciaires ; F. Arbey (1968) en a signalé dans les formations glaciaires de l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta. Aux Jbeliat, l'abondance de la barytine dans CO_1 indique que les eaux étaient riches en ions SO_4.

- *la pression de CO_2* de l'atmosphère est la dernière variable. De nombreux auteurs, cités par R.W. Fairbridge (1967), admettent qu'au Précambrien et au début du Paléozoïque (jusqu'au Carbonifère) la teneur en CO_2 de l'atmosphère était plus importante qu'actuellement, c'est également la conclusion à laquelle aboutit J.-J. Guillou (1972) dans son étude de la sédimentation carbonatée magnésienne au cours des temps géologiques. Si ce facteur était le seul à intervenir, la précipitation des carbonates dans les mers anté-carbonifères aurait été pratiquement impossible. Notons au passage que ces fortes teneurs en CO_2 ne facilitent pas l'explication des glaciations anciennes puisque nous savons qu'une grande quantité de CO_2 atmosphérique contribue à réchauffer la surface du globe en jouant, selon l'expression de L. Lliboutry (1965), le rôle des vitres d'une serre, laissant passer les radiations solaires mais renvoyant vers la terre une partie des radiations de grande longueur d'onde que celle-ci réfléchie.

Si nous nous limitons aux deux variables, température et salinité, nous constatons que, dans le cas d'eaux froides, peu salées, en bordure d'un inlandsis, ces deux facteurs vont être en partie antagonistes. Les basses températures accroissent la solubilité des carbonates et retardent ou même empêchent leur précipitation. Par contre, les apports d'eau douce provenant du glacier diminuent la salinité et notamment la teneur en Na et Mg et donc tendent à favoriser la précipitation des carbonates. Il est bien difficile de déterminer laquelle de ces variables l'emportera. Cependant, selon R.W. Fairbridge (1967), les variations de la valeur de la force ionique de l'eau de mer influeraient grandement sur la solubilité des carbonates, beaucoup plus, semble-t-il, que les variations de température. Toutefois, cette affirmation ne repose sur aucune observation ou expérience probante.

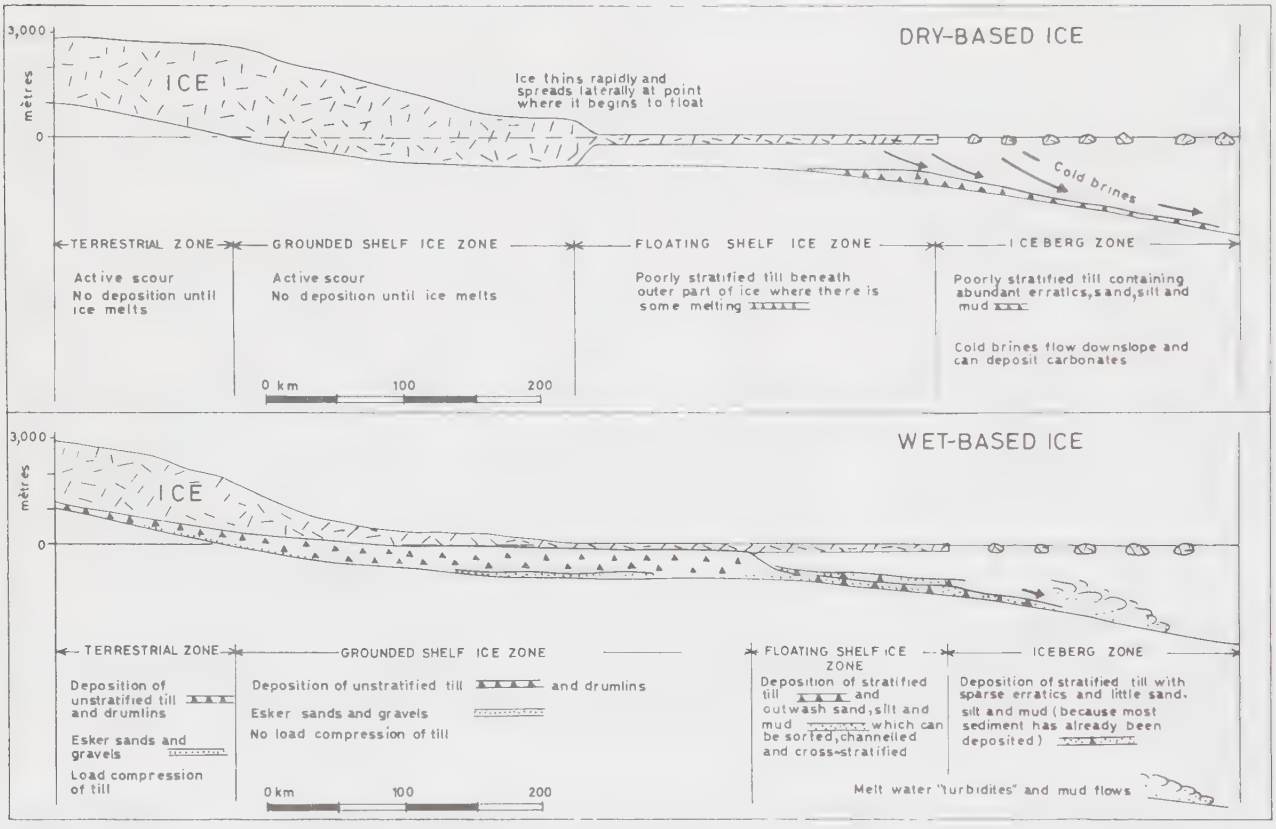
4) A quel type de glaciation se rattache la glaciation des Jbeliat ?

Deux arguments nous permettent d'affirmer qu'il s'agit bien d'une glaciation de type inlandsis assimilable, à titre de comparaison, aux calottes glaciaires actuelles de l'Antarctique et

du Groenland :

- les dépôts glaciaires du groupe de Bthaat Ergil sont très étendus et se retrouvent en de nombreux points du bassin de Taoudeni. Seule une glaciation de type inlandsis peut expliquer cette vaste répartition
- à l'échelle de l'Adrar (100 km), le mur des dépôts glaciaires est une surface plane. Une glaciation de montagne, par son caractère ponctuel, ne peut engendrer de telles surfaces.

L'étude de la sédimentation en bordure des inlandsis actuels en est à ses débuts. S.W. Carey et N. Ahmad (1960) se basant, d'une part sur des considérations théoriques et d'autre part sur l'étude, notamment géophysique, de plusieurs glaciers actuels, distinguent deux types de glaciers foncièrement différents quant à leurs dépôts :



Comparaison des dépôts sédimentaires sur le pourtour d'un inlandsis à semelle sèche et à semelle liquide *in* H.G. READING et R.G. WALKER (1966) d'après S.W. CAREY et N. AHMAD (1960)

Figure 102

- *les glaciers à semelle liquide* (wet-based ice glacier) dont la base est à une température supérieure à la température de fusion de la glace et qui de ce fait "flottent" sur une semelle liquide. Le "Pencksokla glacier of Dronning Maud Land" dans l'Antarctique en est un exemple.
- *les glaciers à semelle solide* (dry-based ice glacier) dont la base est à une température inférieure à la température de fusion de la glace ; c'est le cas, par exemple, du "Ross barrier ice sheet" dans l'Antarctique.

Le contraste entre ces deux types de glaciers apparaît nettement dans la figure 102 empruntée à H.G. Reading et R.G. Walker (1966). L'inlandsis est subdivisé en 5 zones (4 sur la figure 102, la cinquième se situant au-delà de la banquise dérivante ou pack) caractérisées par un

	CLACIER A SEMELLE SOLIDE	GLACIER A SEMELLE LIQUIDE
ZONE CONTINENTALE	érosion importante pas de dépôts	tillite non stratifiée fortement comprimée, drumlins* ; eskers** constitués de sables et de graviers. Le glacier travaille et modèle ses propres dépôts.
ZONE DE TRANSITION	idem zone continentale peu étendue environ 250 km	idem zone continentale ; extension environ 400 km. Les sédiments sont moins comprimés, mais sont soumis à de fortes contraintes de cisaillement subhorizontales.
ZONE DES GLACES FLOTTANTES	dépôts peu épais de tillites mal stratifiées du type argilites à blocaux - extension environ 250 km	tillite stratifiée, la stratification étant liée à des courants marins ou à des courants de turbidité et peut-être à des variations saisonnières dans les apports. "dépôts de remaniement et de lavage" de la taille des shales, silts et boues montrant des stratifications obliques parfois arrangées en chenaux ravinant. Extension environ 150 km.
ZONE DES ICEBERGS	tillite mal stratifiée, mal classée, riche en blocs mais aussi en sables, en silts et en boues (la glace flottante est épaisse et riche en débris de toute taille) formation de saumures (également dans la zone précédente) ; l'eau de mer au contact du glacier subit un refroidissement rapide entraînant la production de saumures qui s'écoulent sur le fond donnant naissance à des dépôts de carbonates et de sulfates.	tillite stratifiée, avec rares blocs erratiques et peu de sables, de silts et de boues (la glace flottante est peu épaisse et pauvre en sédiments) courants de turbidité et coulées boueuses pouvant donner naissance à une sédimentation rythmique, à des ravinements et des slumpings forte arrivée d'eau douce amenant une forte diminution de la salinité de l'eau de mer.
CARACTERES GENERAUX	sédiments non triés, avec des tillites épaisses pouvant passer latéralement rapidement à des sédiments différents ; carbonates et sulfates assez fréquents le glacier ne remanie pas (ou peu) ses propres sédiments.	sédiments triés et étalés nombreuses marques d'érosion glaciaire au sein même des dépôts glaciaires.

Tableau XXI : Types de sédiments déposés à la périphérie d'un glacier à semelle solide et d'un glacier à semelle liquide. Inspiré de S.W. Carey et N. Ahmad (1960 et de H.G. Reading et R.G. Walker (1966).

* drumlin : butte allongée et plate de matériaux morainiques avec parfois un coeur constitué par un relief du substratum

** esker : ride longue et sinueuse constituée de sables et de graviers déposés par un torrent proglaciaire ou sous-glaciaire

mode particulier d'érosion ou de sédimentation. Les principales caractéristiques des 5 zones, empruntées à S.W. Carey et N. Ahmad (1960) d'une part et à H.G. Reading et R.G. Walker (1966) d'autre part, ont été regroupées dans le tableau XXI ; les données relatives aux faunes, sans intérêt pour le problème qui nous préoccupe, n'ont pas été retenues.

Cette distinction de deux types d'inlandsis vient compliquer le mécanisme de la précipitation des carbonates qui, tel que nous l'avons exposé, ne reste valable que pour le glacier à semelle liquide. Dans le glacier à semelle solide, la formation de très grandes quantités de saumures devient le phénomène primordial qui masque tous les autres. Ces saumures se forment au front du glacier, où règnent des températures très basses, par gel de l'eau de mer ; elles s'écoulent ensuite sur le fond de la mer et donnent naissance, au large, à des dépôts de carbonates et de sulfates.

Caractériser l'inlandsis aux Jbeliat est délicat. En effet, selon les caractères pris en considération, il s'apparente à l'un ou l'autre des deux types de glacier (fig. 102 et tabl. XXI). Il se rapproche des glaciers à semelle liquide par l'importance des phénomènes de ravinement, de remaniement, le caractère relativement bien trié des sédiments et enfin la présence probable d'une portion d'un paléo-delta construit par un écoulement sous-glaciaire. Par contre l'abondance des carbonates, qui constituent le ciment de certaines tillites, et de la barytine, est plutôt un caractère de glacier à semelle solide, capable d'engendrer de grandes quantités de saumures.

Dans ces conditions il n'est pas possible, à partir des seules observations faites dans les Jbeliat, d'assimiler l'inlandsis du Précambrien terminal à l'un des deux types de glaciers définis par S.W. Carey et N. Ahmad (1960). D'une façon plus générale il semble bien que cette distinction, basée essentiellement sur des données géophysiques et qui concerne la manière d'être de la masse de glace, ne se retrouve pas aussi tranchée dans la sédimentation. Il est possible qu'au cours de son histoire, un inlandsis puisse passer de l'état "semelle liquide" à l'état "semelle solide" ou inversement.

Dans ce schéma de la figure 102, les Jbeliat se situeraient dans la zone dite terrestre.

On remarquera qu'aux Jbeliat, contrairement à une opinion couramment admise, les carbonates sont aussi abondants dans les faciès franchement glaciaires que dans les faciès pro ou périglaciaires. Ceci ne doit pas surprendre étant donné la complexité du problème de la précipitation des carbonates. Ces derniers proviennent d'ailleurs probablement, en grande partie, de la "farine glaciaire" liée au rabotage des roches carbonatées à Stromatolites de la série 1.

Il reste à déterminer la polarité de cet inlandsis. Pour cela nous disposons de trois types d'arguments d'inégale valeur :

- les stries, les cannelures, les figures d'arrachement, les chenaux de ravinement indiquent un mouvement dirigé du NW vers le SE, voire du NNW vers le SSE.
- les galets de socle très abondants ne peuvent provenir que de la Dorsale reguibat, c'est-à-dire de régions situées à l'W, au NW ou au N des Jbeliat.
- l'orientation de la portion de paléodelta de CO_1 indique un écoulement sous-glaciaire coulant du NE vers le SW.

Il semble donc que l'inlandsis du sommet du Précambrien supérieur se situait grossièrement au NW et au NNW des Jbeliat, c'est-à-dire en direction des reliefs de la Dorsale reguibat qui, nous l'avons vu, ont été la source principale des sédiments de la série I. Bien entendu ce résultat demande à être confirmé par d'autres observations, les données des Jbeliat ne pouvant être généralisées sans danger d'erreur.

Quoiqu'il en soit les Jbeliat constituent, en Adrar, un terrain exceptionnellement favorable à l'étude de CO_1. Dans cette dépression, la sédimentation a très finement enregistré une bonne partie des péripéties de la glaciation de la partie terminale du Précambrien supérieur.

III - ETUDE DU GROUPE DE BTHAAT ERGIL EN DEHORS DES JBELIAT

Nous étudierons d'abord la zone située au NNE des Jbeliat où les formations glaciaires sont réduites à un conglomérat de quelques décimètres d'épaisseur, puis les coupes du Sud, jusqu'aux Ibis où CO_1 repose directement sur le socle de l'Amsaga.

A - DESCRIPTION DES COUPES

1) Coupes 32 A et B de CO_1 et de la base de CO_2 à Bathat Ntichedid (fig. 103)

Cette coupe, relevée sur la rive droite de la Bathat Ntichedid, à l'extrémité nord de la feuille au 200.000^e Chinguetti, est la plus septentrionale de notre étude.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	5,0 et plus	CO_2	17	silexite brune à cassure blanchâtre, en bancs massifs de 0,5 m d'épaisseur moyenne (réaction négative avec $(NH_4)_2$ Mo O_4).	TA 320 L.M.,Si*
6	30,0 env.	CO_2	17	spongolite argileuse, verte et mauve, phosphatée (réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4), à débit en dalles, en lattes, en règles, avec de très nombreux dendrites de manganèse (pl. photo. XVIII, C).	TA 319 L.M.,Si
5	5,0	CO_1	12 ?	dolomie à dolomie calcaire (CaO : 30,5 % ; MgO : 17,8 %) rose et crème, veinée de calcite blanche, en bancs de 0,5 m, riche en barytine, avec quelques rognons de silex jaune, qui, au sommet, passe à un calcaire magnésien (CaO : 44,7 % ; MgO : 2,1 %) mauve et vert, en plaquettes, riche en rognons de silex ; des quartz automorphes de quelques millimètres, à nombreuses inclusions noires, sont associés, dans des géodes, à de la barytine.	TA 316 R.C. TA 318 R.C. TA 317
4	0,5	CO_1	12 ?	dolomie calcaire (CaO : 24,2 % ; MgO : 9,5 %) gréseuse et conglomératique, à galets de quartz et débris de roches de 2 à 3 mm.	TA 315 L.M.,R.C.
3	0,5	CO_1	11	grès fin calcaro-dolomitique (CaO : 19,9 %) ; MgO : 5,5 %), à quartz millimétriques arrondis, constitué d'un assemblage de rhomboèdres brun clair, de 1 à 2 mm de diamètre, frangés d'un liséré brun foncé ; ce faciès est voisin de celui des encrinites du Dévonien moyen de l'Adrar central.	TA 314 L.M.,R.C.

* Dosage de la silice, de l'aluminium, du fer, du calcium et du magnésium.

2	0,5	CO_1	11	grès-quartzite fin, légèrement carbonaté (CaO : 4,6 % ; MgO : 1,3 %), à patine sombre grêlée de dépressions circulaires de 1 à 2 mm qui correspondent à la dissolution de petites balles carbonatées.	TA 313 L.M., R.C.
	6,5	CO_1			
1	5,0 et plus	série I		grès-quartzite fin à très fin, légèrement micacé, à patine sombre, à débit en gueuses, en bancs de 0,5 m d'épaisseur.	TA 312 L.M.

Les formations glaciaires de CO_1 qui atteignaient 50 m d'épaisseur dans les Jbeliat, sont, à 20 km au NNE, réduites à un niveau de grès carbonaté de 1 m d'épaisseur et un niveau carbonaté de 5,5 m, ne présentant aucun indice glaciaire.

2) Coupes de CO_1 dans les Oueds El Mentafa (lat. N 20°55' ; long. W 12°29') et Bou Kerch (lat. N 20°53' ; long. W 12°30'30")

Ces deux coupes situées entre le massif des Jbeliat et la coupe de la Bathat Ntichedid, sont lithologiquement très voisines de cette dernière.

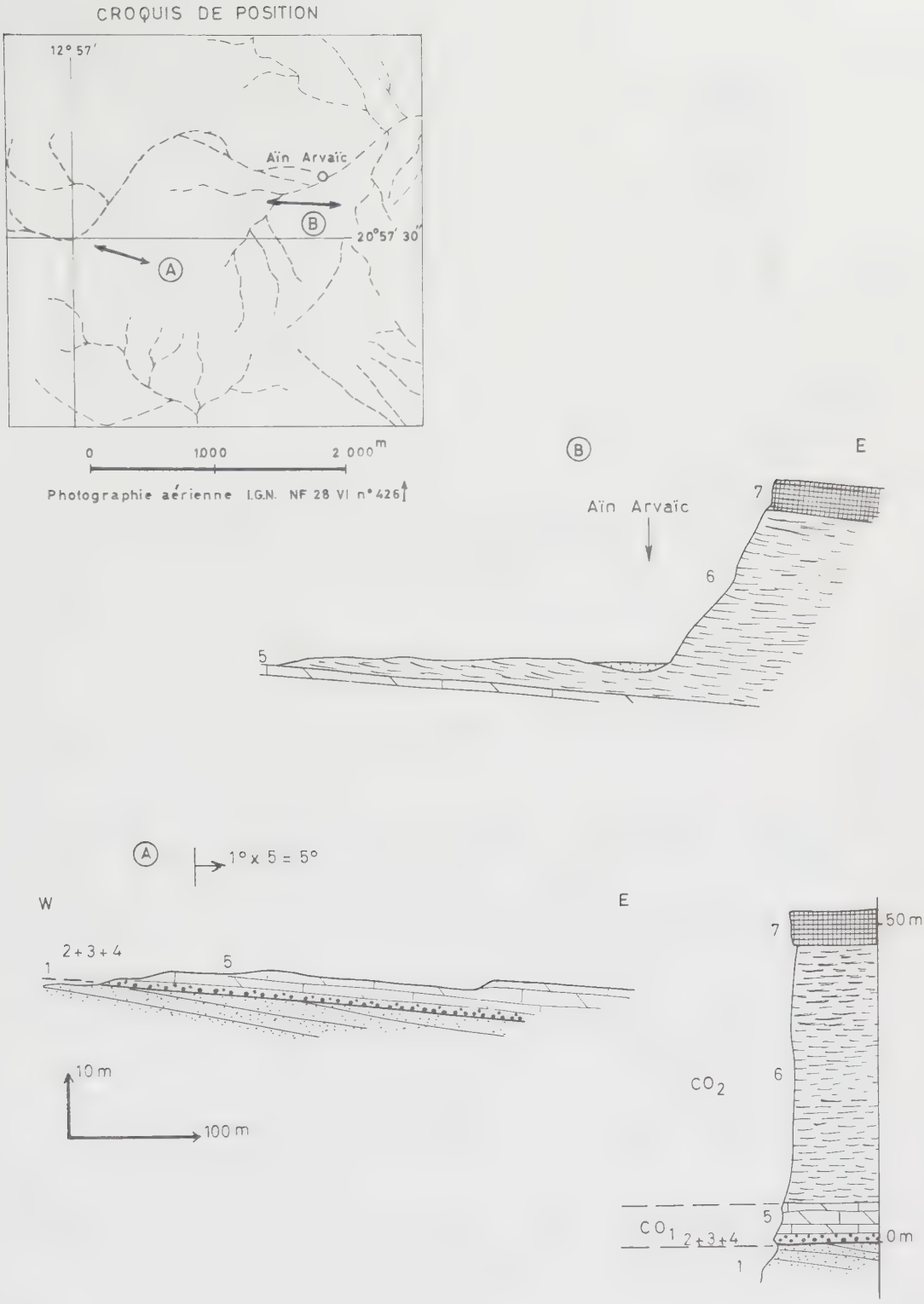
Dans l'Oued el Mentafa, CO_1 débute par un grès-quartzite fin passant à un grès fin à ciment carbonaté et ferrugineux (éch. TA 322), à cassure verdâtre et patine noire très voisin du faciès de CO_1,11 dans les Jbeliat. Localement, ces grès passent à une roche caverneuse, à allure de fausse brèche, qui est une meulière (éch. TA 321) constituée d'une charpente de calcédoine fibreuse et de quartz. Dans les cavités de 2 cm de diamètre moyen subsistent des restes de roche carbonatée de couleur crème.

Dans l'Oued Bou Kerch, à 5 km plus au Sud, CO_1 débute par un grès grossier à très grossier, phosphaté, à ciment carbonaté et ferrugineux (éch. TA 325) ou chloriteux (éch. TA 324). Les roches carbonatées sus-jacentes, riches en barytine, sont conglomératiques et renferment des galets de quartz atteignant 0,5 cm.

3) Coupe 33 de CO_1 à Grarat Legseïbe (fig. 104)

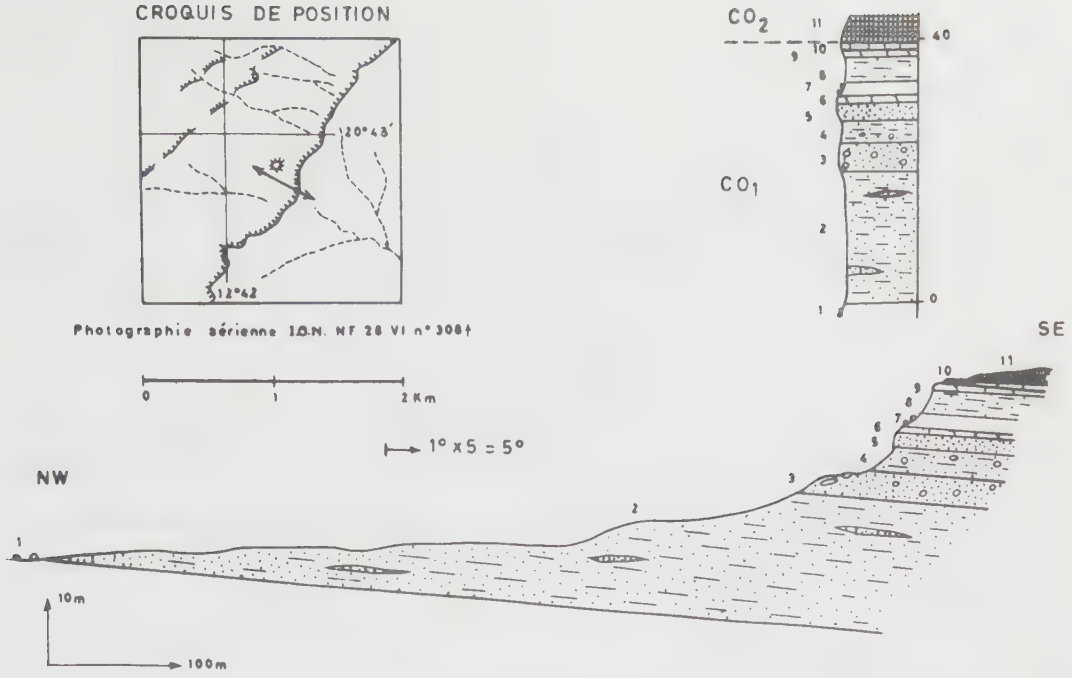
Cette coupe a été levée à environ 2 km au NE de la petite grara de Legseïbe ; elle se situe à une vingtaine de kilomètres au SW du massif des Jbeliat.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
11	5,0 et plus	CO_2	17	silexite argileuse, à cassure verte, à patine noire et à débit en plaquettes et réglettes.	
10	1,0	CO_1	15	calcaire vert, mauve, bien lité, en bancs de 5 cm, à fines intercalations de silexite.	
9	1,0	CO_1	15	calcaire dolomitique brun, bréchique, à nombreux encroûtements siliceux.	
8	3,5	CO_1	13	shale micacé, mauve, à débit en confettis.	
7	2,0	CO_1	13 ?	éboulis ; non vu.	



COUPES 32 A ET B DE CO_1 ET DE LA BASE DE CO_2 A BATHAT NTICHEDID

Figure 103



COUPE 33 DE CO_1 A GRARAT LEGSEIBE

Figure 104

6	1,0 env.	CO_1	12	calcaire dolomitique brun, en bancs de 5 à 25 cm ; le contact avec le niveau 5 est irrégulier et l'épaisseur de ce niveau est très variable.	
5	2 à 3,0	CO_1	11	grès grossier à très grossier, localement riche en carbonates bruns, à patine sombre ; épaisseur variable.	
4	3,5	CO_1	10	shale silteux, vert et mauve (tillite), à blocaux décimétriques et à fragments de couches gréseuses plissotées identiques à ceux décrits dans le Taganet par O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969) ; à 150 m au SW de cette coupe, ces shales sont épais de 12 m, riches en quartz millimétriques ronds-mats et en galets décimétriques de socle et de roches carbonatées enveloppés dans une "peau" calcaire ocre.	
3	2 à 4,0	CO_1	9	grès carbonaté conglomératique,(tillite), mal stratifié, à galets de socle et de roches carbonatées atteignant 0,8 m de diamètre, passant vers le bas à un grès fin, feldspathique, micacé, à débit en plaquettes avec quelques passées de grès grossier ; à 150 m au SW ce niveau n'a plus que 1 m d'épaisseur.	
2	21,0 env.	CO_1	4 ?	alternance de shale silteux, micacé, mauve, vert, fissile, et de shale gréseux, micacé, à rares quartz arrondis de 0,6 mm de diamètre avec des lentilles de 0,5 à 2 m de longueur et de 5 à 10 cm d'épaisseur de grès fin à ciment carbonaté ou de grès fin à très fin. Avec M. Deynoux, nous avons observé dans ce niveau un galet décimétrique de grès très grossier paraissant lâché par des glaces flottantes et déformant la stratification des shales encaissants (les conditions d'affleurement étant mauvaises, il est toutefois impossible d'éliminer la possibilité d'une déformation liée à la compaction).	TA 344 R.X

1	2,0 et plus	CO_1	?	non vu.	
	40,0 env.	CO_1			

Cette coupe de CO_1 amputé de sa base est très voisine de la coupe 25 des Jbeliat. Le niveau 5 est l'équivalent du niveau CO_1,11 des Jbeliat ; le toit du niveau 3 l'équivalent de CO_1,9.

4) Coupes 34, A, B et C de CO_1-CO_4 à Bthaat Ergil (fig. 105)

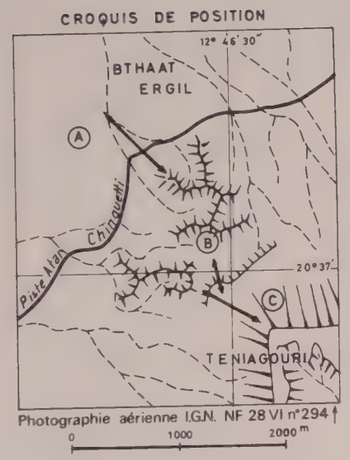
Cette coupe, levée au NW du piton du Teniagouri, débute à proximité de la piste Atar - Chinguetti. C'est, en Adrar, une des rares coupes montrant, dans de bonnes conditions d'affleurement, l'ensemble du groupe de Bthaat Ergil ; c'est pourquoi elle a été prise comme coupe-type. Elle a été subdivisée en trois tronçons que nous décrirons successivement.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
10	4,0 et plus	CO_2	17	silexite bréchique, à patine jaune cireuse, à galettes de jaspe de 1 à 10 cm de longueur disposées en tous sens ; aspect voisin du conglomérat à galets de phosphates de Ste Barbe (M. Deynoux, 1966).	
9	2,0	CO_1	15	calcaire (CaO : 47,6 % ; MgO : 1,0 % et CaO : 48, 5 % ; MgO : 0,2 %) microcristallin, lité, en bancs de 10 à 20 cm, vert et mauve, à cassure fine et à petits lits de silexite.	TA 350 R.C., L.M.
8	1,0	CO_1	15	dolomie calcaire (CaO : 32,2 % ; MgO : 10,3 % et CaO : 34,5 % ; MgO : 11,4 %), brune, massive, conglomératique, à galets centimétriques de roches carbonatées et de silexite.	TA 349 R.C.
7	4,5	CO_1	13 ?	éboulis ; non vu.	
6	17,5	CO_1	13	shale silteux, micacé, mauve, avec fines passées de siltstone et de grès fin, micacés, mauves, plus durs.	TA 348 R.X
5	0,5	CO_1	12	dolomie (CaO : 26,0 % ; MgO : 16,5 % et CaO : 27,0 % ; MgO : 18,0 %) microcristalline, litée, brune, rosée, à cassure fine ; le contact entre les niveaux 4 et 5 est irrégulier, il y a mélange entre les sédimentations gréseuse et carbonatée.	TA 347 R.C., L.M.
4	1 à 2,0	CO_1	11	grès-quartzite fin, à ciment carbonaté, argileux, ferrugineux et phosphaté [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4], à cassure brun noir, stratifié, à patine noire, localement microconglomératique avec des quartz ronds-mats de 1 à 5 mm ; ce niveau montre de nombreuses figures de slumping et a l'aspect d'une coulée boueuse.	TA 346 L.M.

COUPES 34 A, B ET C DE CO_1–CO_4 A BTHAAT ERGIL

CROQUIS DE POSITION



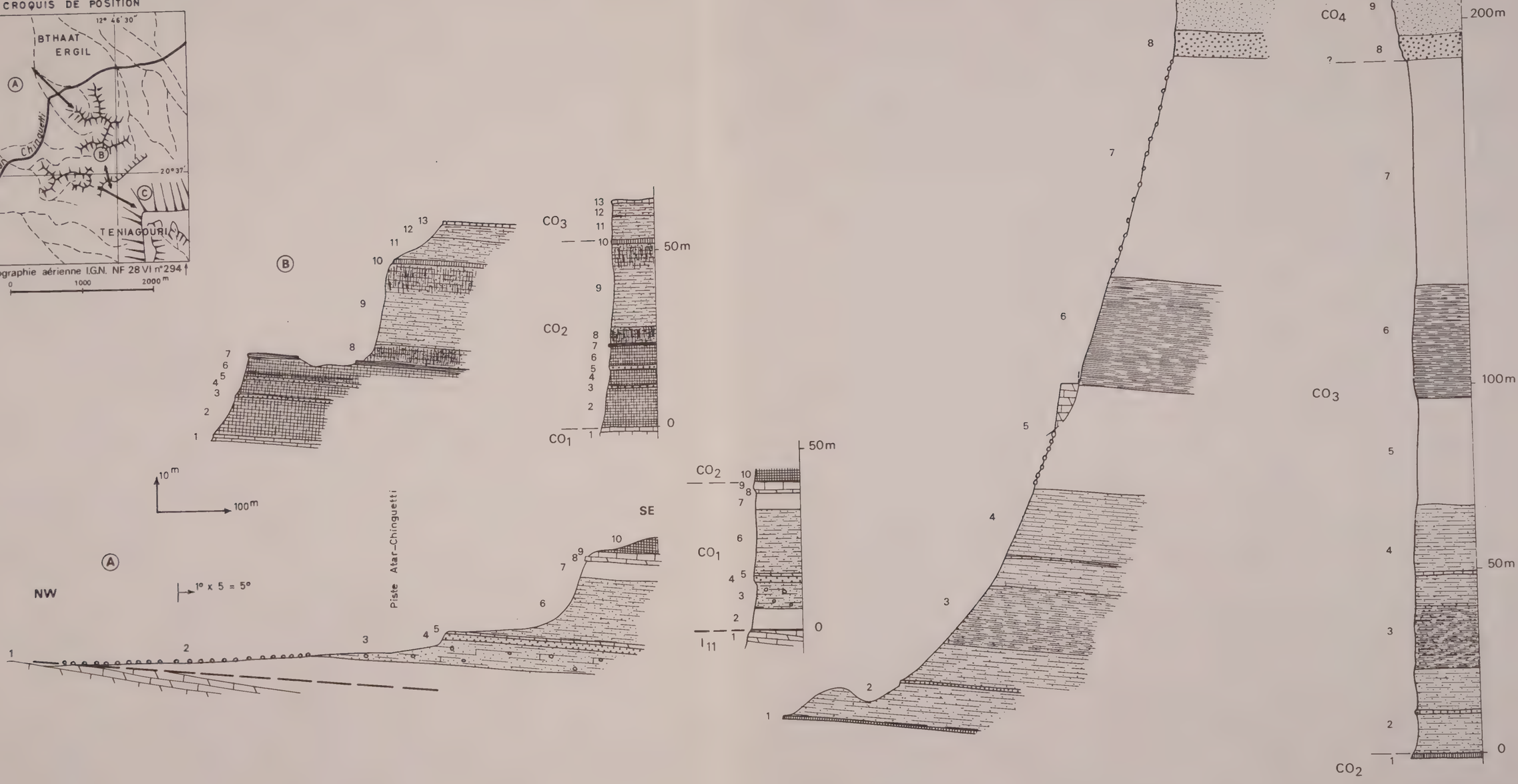


Figure 105

3	7,0 env.	CO_1	10	grès argilo-calcaire, micacé (CaO : 14,0 % ; MgO : 0,3 %) et grès-quartzite feldspathique, micacé, à blocaux, verdâtre, friable, avec fines cloisons calcaires blanchâtres (tillite) ; les galets de socle, de roches carbonatées, de grès et de siltstones, atteignant parfois 40 cm, sont recouverts d'une "peau" calcaire blanche ; certains sont cisaillés avec déplacement net des deux parties.	TA 345 L.M. TA 381 R.C., R.X.
2	6,5 env.	CO_1	?	éboulis, alluvions ; non vu.	
	41,0	CO_1			
1	5,0 et plus	I_{11}		dolomie, calcaire dolomitique et silexite.	

- Coupe B

Elle débute au toit de CO_1.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
13	0,2	CO_3	18	calcaire (CaO : 34,3 % ; MgO : 0,0 %), silteux, bleuté, à débit en parallélépipèdes, à cassure saccharoïde, caractérisé par une croûte de décalcification, brune, terreuse, friable, tachant les doigts, épaisse de 1 cm environ, réaction négative avec $(NH_4)_2$ Mo O_4 .	TA 1366 L.M., R.C. TA 1367
12	3,3	CO_3	18	siltstone siliceux, vert, à débit esquilleux, à lits centimétriques de silexite argileuse à cassure verte, à débit en parallélépipèdes.	
11	6,0	CO_3	18	siltstone siliceux, argileux, vert, à débit esquilleux, et à passées plus dures de silexites argileuses.	
	9,5	CO_3			
10	1,0	CO_2	17	silexite légèrement argileuse, à patine jaune cireuse, à débit en parallélépipèdes, à cassure verdâtre et à traînées sombres soulignant la stratification.	TA 1364 L.M., Si
9	22,0	CO_2	17	siltstone siliceux, argileux, mauve, à débit esquilleux et à passées plus dures de silexite argileuse qui, au sommet, passe à une silexite massive, à patine vert sombre ; cet ensemble affleure mal, partiellement recouvert par les éboulis des niveaux sus-jacents [réaction négative avec $(NH_4)_2$ Mo O_4].	TA 1365 Si, L.M.
8	5,0	CO_2	17	silexite argileuse, violine, à débit en réglettes, à cassure mauve, à nombreuses inclusions d'oxydes de fer ; ce niveau coloré apparaît très nettement dans le paysage.	TA 1363 Si, L.M.
7	0,5	CO_2	17	spongolite argileuse, légèrement carbonatée, verte, à lits très fins et sombres soulignant la stratification ; aspect voisin de celui d'une mylonite.	TA 1362 L.M.,Si

6	5,0	CO_2	17	silexite argileuse à débris de Spongiaires, phosphatée [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4], à débit en réglettes, en parallélépipèdes, à cassure verte nette et tranchante, avec de petits globules de quartz transparents ; aspect très voisin de celui d'une rhyolite.	TA 1361 L.M.,Si
5	1,5	CO_2	17	silexite argileuse, à débris de Spongiaires, ou finement gréseuse, phosphatée [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4] passant à un siltstone ou un grès très fin, silteux, vert, dur, à débit en parallélépipèdes, formant un replat.	TA 1360 L.M.
4	4,2	CO_2	17	silexite argileuse à débris de Spongiaires, ocre et verte, à débit en plaquettes et en parallélépipèdes.	TA 1359 L.M., Si
3	1,0 env.	CO_2	17	silexite argileuse à débris de Spongiaires, silteuse à finement gréseuse, phosphatée [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4], à patine ocre, grise, bleutée, brune ou verdâtre, à débit en gueuses ou en parallélépipèdes et à inclusions de pyrite et d'oxydes de fer ; aspect d'une rhyolite à la cassure.	TA 1358 L.M. TA 1357 L.M.
2	10,6	CO_2	17	spongolite argileuse, blanche et ocre, à débit irrégulier, à gouttelettes millimétriques de quartz et à structures concentriques de 1 à 2 cm de diamètre dessinées par des oxydes de fer ; à la base passée bréchique avec galettes de silexite.	TA 1356 L.M., Si
	50,8	CO_2			
1	2,0	CO_1	15	calcaire bleu et mauve, à croûte de décalcification terreuse, friable, et à lits centimétriques de silexite ; équivalent du niveau 9 de la coupe A.	

Dans cette coupe, CO_2 apparaît comme un ensemble siliceux épais de 51 m dans lequel il est difficile de distinguer des niveaux. La limite choisie comme toit du CO_2 est arbitraire et essentiellement d'ordre morphologique, les niveaux inférieurs au niveau 10 formant de petites falaises, les niveaux supérieurs des talus plus tendres.

- Coupe C

Elle débute au niveau 10 de la coupe précédente qui a été choisi comme toit de CO_2.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
11	3,0 et plus	CO_5	20	dolomie calcaire ou calcaire dolomitique saccharoïde, à cassure grise, à patine brune, en bancs de 10 à 50 cm.	
10	2,5	CO_4	19	grès très fin feldspathique, à ciment carbonaté, en plaquettes vertes à empreintes de trémies de sel et à ripple-marks croisés ; rares lits de grès grossiers.	TA 1374 L.M.
9	17,0	CO_4	19	au sommet grès très fin pas ou peu feldspathique et à la base grès à grès-quartzite moyen, feldspathique ; débit en grandes gueuses à patine brun sombre.	TA 1373 TA 1372 L.M.

8	6,5	CO_4	19	grès très fin, feldspathique, carbonaté, à cassure grise, à débit en plaquettes, à passées grossières à quartz arrondis de 0,8 mm de diamètre.	TA 1371 L.M. TA 380
	26,0	CO_4			
7	62,0 env.	CO_3?	18 ?	éboulis, non vu.	
6	30,0	CO_3	18	shale moutarde, fissile, affleurant mal.	TA 379 R.X
5	29,0	CO_3	18	éboulis avec notamment un paquet glissé de plusieurs dizaines de m^3 de calcaire de CO_5 ayant conservé son pendage originel (appelé faux hogback par Th. Monod, 1952, p. 91 et fig. 23).	
4	27,5	CO_3	18	siltstone siliceux et silexite argileuse verts, plus rarement mauves, à fines intercalations de calcaire brun mauve ; à + 8 m on note :	
				- des silexites argileuses phosphatées [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4], vertes à débit esquilleux	TA 1368 L.M.,Si
				- des silexites argileuses à débit en grandes plaques	TA 1369 et TA 378
				- une intercalation de 5 cm de calcaire (CaO : 30,5 % ; MgO : 0,2 %) siliceux, feldspathique, mauve, à débris de Spongiaires (pl. photo. XVIII, B).	TA 1370 L.M.,R.C.
3	15,5	CO_3	18	siltstone siliceux, vert et mauve, très voisin de 4 mais affleurant mal.	TA 377 R.X
2	23,0	CO_3	18	siltstone siliceux, vert, à passées plus dures de silexite argileuse : à + 11 m une intercalation de 15 cm de calcaire silteux à croûte d'altération brune, terreuse, pulvérulente.	
	187,0 env.	CO_3			
1	1,0	CO_2	17	silexite légèrement argileuse, à patine jaune cireuse, à débit en parallélépipèdes ; équivalent du niveau 10 de la coupe B.	

Dans cette coupe C, CO_3, épais de 187 m, forme un ensemble homogène constitué de siltstones siliceux à intercalations de silexites argileuses passant au sommet à des shales ; la partie supérieure de cet ensemble affleure très mal, masquée par des éboulis.

Les coupes 34 A, B et C nous fournissent un log stratigraphique presque complet du groupe de Bthaat Ergil épais, là où il a été défini, de 279 m. On peut distinguer, de la base au sommet :

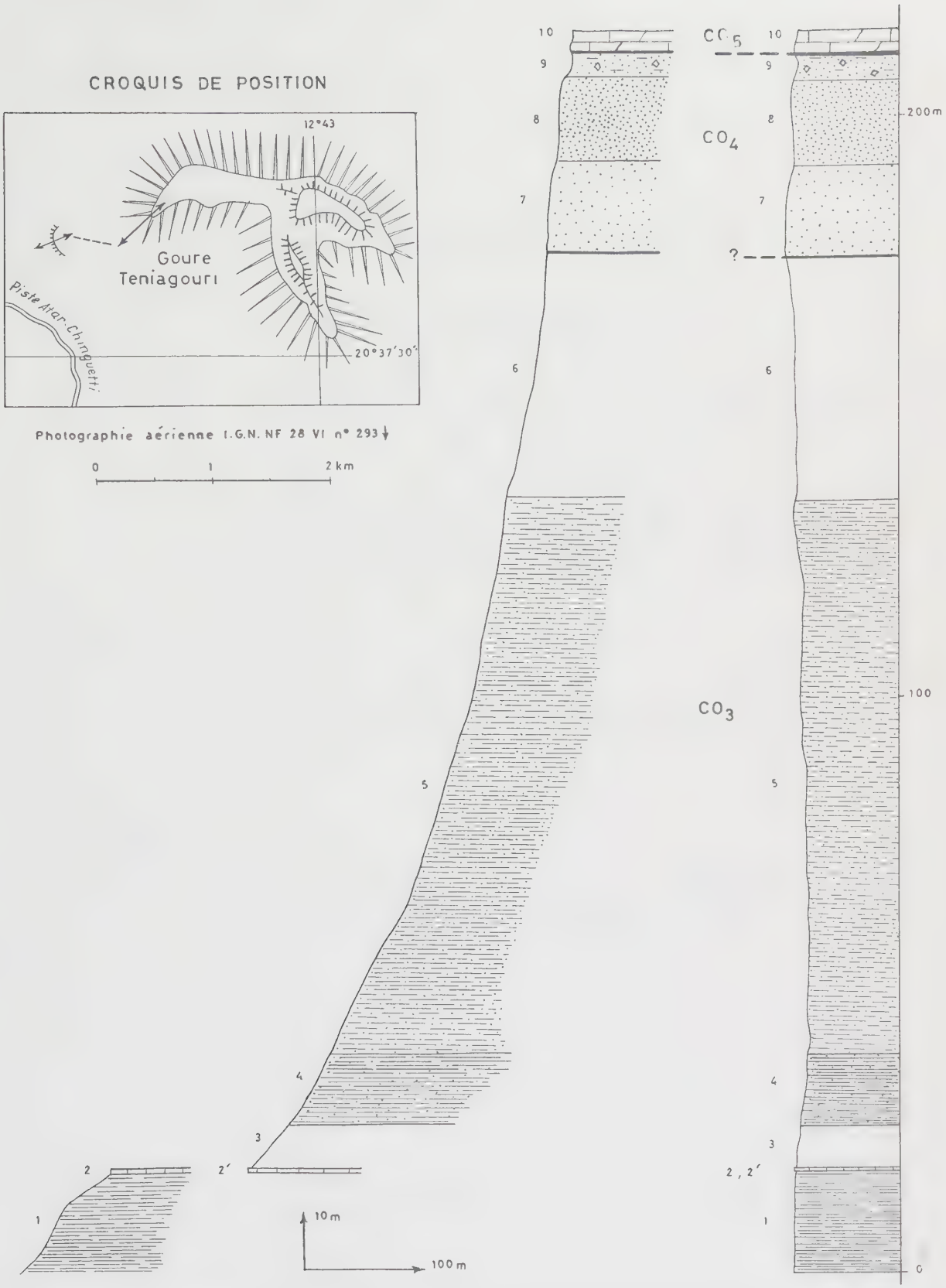
- CO_1 (41 m), débutant par des grès argileux et carbonatés à blocaux coiffés par un banc de grès à patine noire équivalent probable du niveau CO_1,11 des Jbeliat, et se poursuivant comme dans la coupe 25 des Jbeliat, par deux niveaux carbonatés séparés par des shales micacés mauves.
- CO_2 (51 m), formé de silexites argileuses, à débris de Spongiaires, à rares passées de siltstones siliceux. Plus dur et plus siliceux que CO_3, il s'en distingue pourtant assez mal.

- CO_3 (187 m), formé de siltstones siliceux verts qui, dans leur partie supérieure, passent à des shales ; c'est un niveau tendre qui affleure mal.

5) Coupe 35 de CO_3 et CO_4 à Goure Teniagouri (fig. 106)

Cette coupe se situe à 4 km à l'ENE des précédentes, dans le massif occidental de Goure Teniagouri. Bien que schématique, elle permet de compléter le log de CO_3 tel qu'il avait été établi à partir de la coupe 34 C où les éboulis étaient abondants.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
10	4,0 et plus	CO_5	20	dolomie calcaire litée à patine brune.	
9	4,2	CO_4	19	grès argileux, micacé, verdâtre, en petits bancs ondulés, à empreintes de trémies de sel.	
8	13,5 env.	CO_4	19	grès fin à moyen, feldspathique, à stratifications obliques et à débit en gueuses ; quelques passées grossières.	
7	15,5	CO_4	19	grès fin à très fin, verdâtre, à passées grossières à quartz arrondis de 0,5 à 0,8 mm, à cassure sombre et à débit en parallélépipèdes ; quelques bancs microconglomératiques à quartz de 1 à 3 cm.	TA 1576
	33,0 env.	CO_4			
6	42,0	CO_3?	18 ?	éboulis ; rares affleurements de siltstone argileux vert.	
5	96,0	CO_3	18	siltstone argileux, vert, fissile, à débit en aiguilles et en esquilles, à rares passées centimétriques de siltstone calcaire à auréole de décalcification brune, pulvérulente, tachant les doigts.	
				à + 60 m siltstone argileux, vert moutarde, à débit en fines esquilles	TA 1575 bis
				à + 20 m siltstone argileux, vert, phosphaté [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4].	TA 1574 bis
4	12,2	CO_3	18	siltstone siliceux, vert et mauve, finement lité, à débit en esquilles ou en plaquettes et à passées centimétriques de grès très fin ou de siltstone calcaire.	TA 1573 bis
3	7,7	CO_3	18	éboulis ; non vu.	
2	0,1	CO_3	18	calcaire silicifié, à patine blanche, à aspect de silexite, à cassure fine, rosée, avec croûte d'altération brune, friable et à débit en parallélépipèdes ; équivalent probable de l'intercalation carbonatée du niveau 2 de la coupe 34 C de Bthaat Ergil.	TA 1577 bis
1	17,5	CO_3	18	silexite argileuse, verte, à débit en grandes plaques ou en esquilles, à nombreux dendrites de manganèse et à rares passées centimétriques de calcaire altéré.	
	175,9	CO_3			



COUPE 35 DE CO_3 ET CO_4 A GOURE TENIAGOURI

Figure 106

Cette coupe confirme la grande épaisseur de CO_3, environ 180 m, qui est constitué essentiellement de siltstone argileux ou siliceux.

6) Coupe 36 de CO_1-CO_4 à Nouatil (*s.l.*) (fig. 107)

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
22	5,0 et plus	CO_5	20	dolomie ou dolomie calcaire brune, à rares Stromatolites	
21	6,0	CO_4	19	grès-quartzite fin, feldspathique, à patine ocre ou verte et à stratifications obliques.	
20	20,0	CO_4	19	alternance de grès verdâtre, fin, à passées grossières, à quartz millimétriques arrondis et à empreintes de trémies de sel et de grès-quartzite fin, feldspathique, à patine noire ; l'ensemble affleure assez mal.	
19	18,0	CO_4	19	alternance de grès verdâtre, fin, à passées grossières, à empreintes de trémies de sel et à débit rognoneux et et de grès-quartzite fin, feldspathique, à patine ocre ou verte, en bancs de 0,5 m d'épaisseur moyenne, à nombreuses stratifications obliques.	
	44,0	CO_4			
18	6,0	CO_3?	18 ?	éboulis ; non vu.	
17	23,0	CO_3	18	shale vert, plus rarement mauve, à fines intercalations de shale siliceux ; affleure mal.	
16	37,0	CO_3?	18 ?	éboulis ; non vu.	
	66,0	CO_3?			
15	4,8	CO_2	17	silexite argileuse, verte, massive, à nombreux dendrites de manganèse et à rares mouches de sulfures ; quelques passées de silexite argileuse, litée.	TA 2986 L.M.
	?				
14	1,8	CO_1?	16 ?	éboulis ; non vu.	
13	5,0	CO_1?	16 ou CO_2 ?	shale mauve, à débit esquilleux, à intercalations de siltstone verdâtre.	
12	7,5	CO_1?	16 ou CO_2 ?	éboulis ; non vu.	
11	0,5	CO_1?	16 ?	silexite verdâtre bréchique.	
10	0,25	CO_1?	16 ?	silexite carbonatée, verdâtre, à débit en plaquettes à écorce d'altération brune, friable.	
9	0,2	CO_1	15	dolomie brune, riche en inclusions et placages de barytine souvent fibreuse et à nombreux cristaux de pyrite et de marcassite hématisées.	
8	0,3	CO_1	14	grès conglomératique, à ciment calcaire, à galets de quartz atteignant 4 cm, à inclusions de barytine et à nombreuses stratifications obliques [réaction négative avec $(NH_4)_2$ Mo O_4].	TA 2985 L.M.

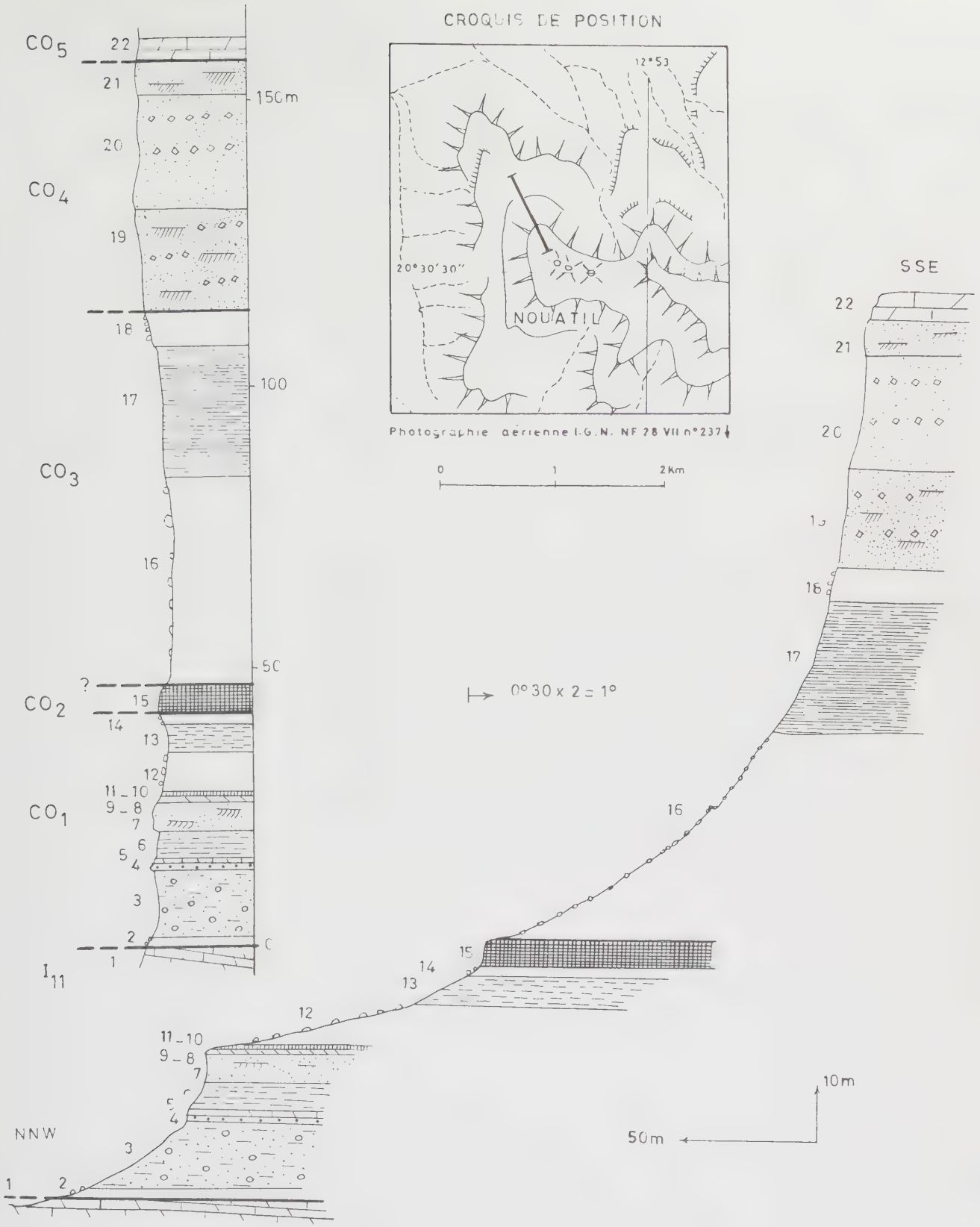
7	5,0	CO_1	14	grès grossier à très grossier, parfois microconglomératique, feldspathique, à ciment brun et carbonaté plus ou moins abondant, à galettes de calcaire brun atteignant 1 m de diamètre, à nodules centimétriques de grès ferrugineux et à stratifications obliques à feuillets courbes ; cet ensemble tendre, ruiniforme, à débit en grands parallélépipèdes, correspond probablement au remaniement et triage de matériaux morainiques (pl. photo. XIV B).	
				à + 4,5 m intercalation de calcaire microcristallin	TA 3050 L.M.
				à + 1 m env. grès grossier, microconglomératique, feldspathique, à ciment carbonaté et ferrugineux.	TA 3049 L.M.
6	5,0	CO_1	13	shale mauve, micacé, parfois silteux et carbonaté, phosphaté [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4], avec au sommet des intercalations de shale siliceux et de siltstone à grès très fin à ciment abondant de chlorite.	TA 2984 L.M.
5	1,0 env.	CO_1	12	calcaire dolomitique brun, bréchique, mal stratifié, à figures de slumping et à accidents siliceux.	
4	1,0 env.	CO_1	11	grès grossier à très grossier, à ciment d'illites et de chlorites, à patine brune et à cassure verte, avec de rares galets atteignant 5 cm de diamètre ; le contact entre les niveaux 4 et 5 est irrégulier.	TA 2983 L.M.
3	12,0	CO_1	10	grès argilo-calcaro-dolomitique (CaO : 16,0 % ; MgO : 2,1 %) tendre, verdâtre, à quartz millimétriques ronds-mats et à rares blocaux de socle et de grès fin (tillite) ; épaisseur variable.	TA 2982 R.C.
2	2,0	CO_1	10 ?	éboulis ; non vu.	
	41,55	CO_1			
1	5,0 et plus	I_{11}		dolomie, dolomie calcaire, brune, à Stromatolites métriques liés de type LLH-C en bulbes, en dômes et sous-marins et Stromatolites centimétriques LLH-C passant à des formes SH-V.	

Dans cette coupe 36 de Nouatil, CO_1 est épais de 41,5 m. Par comparaison avec la coupe 34 A de Bthaat Ergil on est tenté d'assimiler les niveaux 4 et 5 des deux coupes ; ils correspondent alors aux niveaux CO_1,11 et CO_1,12 des Jbeliat.

Les niveaux 7 et 8 sont typiquement des sédiments fluvio-glaciaires ; leur extension est limitée aux abords de la coupe de Nouatil.

Les niveaux 10 à 13 peuvent tout aussi bien être rattachés à CO_1 qu'à CO_2. Nous avons choisi de les inclure dans CO_1 de façon à conserver l'homogénéité de la base de CO_2 qui, dans toutes les coupes décrites, débute par des silexites franches. Ce choix implique, qu'en Adrar, CO_1, 15 n'achève pas l'histoire de la glaciation de la partie terminale du Précambrien supérieur, puisqu'à Nouatil il est surmonté par des shales, des silexites bréchiques et des silexites carbonatées qui se sont probablement déposés dans des zones encore influencées par le glacier.

Par ailleurs, la coupe 36 de Nouatil montre une nette réduction d'épaisseur de CO_3 et de CO_2 (71 m contre 238 m dans les coupes de Bthaat Ergil).



COUPE 36 DE CO_1 A CO_4 A NOUATIL

Figure 107

7) Coupe 37 A de CO_1-CO_5 au Nord de la passe de Serize (fig. 128)

Cette coupe est levée à 8 km au SE d'Atar, dans une avancée de la falaise située au Nord de la petite passe chamelière de Serize qui permet d'accéder au plateau de Chinguetti.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
20	10,7	CO_6	21	grès fin, légèrement feldspathique, friable, à stratifications obliques et à empreintes de galets mous.	
19	6,8	CO_5	20	dolomie (CaO : 27,9 % ; MgO : 17,5 %), à patine fauve, en bancs massifs mal individualisés, à Stromatolites au sommet, et en bancs de 10 à 20 cm à la base.	TA 1525 L.M., R.C.
18	1,5	CO_4?	19 ?	éboulis de dolomie.	
17	13,5	CO_4	19	grès fin, feldspathique, micacé, tendre, en petits bancs, à nombreuses empreintes de galets mous.	
16	15,0	CO_4	19	grès fin, feldspathique, vacuolaire, à cassure blanche mouchetée de rouille, à patine fauve, à stratifications obliques, en bancs massifs atteignant 1 m et se débitant en gueuses ; les 4 m supérieurs renferment des passées très grossières à quartz arrondis millimétriques.	TA 1524 L.M.
15	19,0	CO_4	19	grès hétérogranulaire, feldspathique, à ciment d'illites avec des passées très grossières à quartz arrondis millimétriques, galettes de shale, petites balles de limonite atteignant 1 cm et stratifications obliques ; en bancs de 10 à 40 cm séparés par des passées plus argileuses à débit en plaquettes.	TA 1523 L.M.
	49,0	CO_4			
14	19,5	CO_3	18	éboulis.	
13	10,0	CO_3	18	siltstone et grès très fin , argileux, micacés, mauves et verts, à passées grossières à quartz millimétriques arrondis.	
	29,5	CO_3			
12	3,2	CO_2	17	silexite verdâtre, en bancs massifs de 10 à 80 cm, formant une petite falaise.	
11	20,0	CO_2	17	siltstone argileux, phosphaté [réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4], mauve et vert, à débit esquilleux, à passées grossières à quartz millimétriques arrondis, à intercalations de silexite plus ou moins argileuse en bancs massifs et de calcaire silicifié avec croûte de décalcification brunâtre, pulvérulente ; ensemble rubané indiquant une sédimentation très calme.	TA 1522
10	4,8	CO_2	17	silexite calcaire (CaO : 19,5 % ; MgO : 0,0 %), phosphatée[réaction positive avec $(NH_4)_2$ Mo O_4], verte et mauve, en bancs de 2 à 15 cm à débit en parallélépipèdes ; forme une petite falaise	TA 1521 L.M.,R.C. Si

9	0,2	CO_2	17	calcaire (CaO : 33,7 % ; MgO : 0,4 %) silteux, rouille, à stratification ondulée.	TA 1520 L.M.,R.C.
	28,0 env.	CO_2			
8	3,6	CO_1 ?	13 ? ou CO_2	shale fissile, mauve et vert, à débit esquilleux, à fines passées de calcaire plus ou moins détritique.	
7	0,8	CO_1 ?	13 ? ou CO_2	siltstone feldspathique, micacé, à ciment calcaire (CaO : 4,3 % ; MgO : 0,0 %) et ferrugineux, mauve, formant un banc massif.	TA 1519 L.M.,R.C.
6	20,0	CO_1 ?	13 ? ou CO_2	shale micacé, mauve, à rares passées vertes, à débit esquilleux, prenant au sommet un faciès "schiste carton" avec des intercalations centimétriques de calcaire plus ou moins gréseux, micacé.	
				à + 2 m, shale micacé et siltstone micacé, feldspathique, légèrement carbonaté (CaO : 3,6 % ; MgO : 0,3 %).	TA 1517 TA 1518 L.M.,R.C.
5	30,0	CO_1	?	éboulis ; non vu.	
4	0,5	CO_1	12	dolomie (CaO : 28,4 % ; MgO : 19,5 %) microcristalline, brune, à cassure fine marbrée de brun et de rose, litée, en bancs de 5 à 15 cm, à encroûtements ferrugineux.	TA 1516 R.C.,L.M.
3	0,25	CO_1	11	grès moyen à grossier, à ciment carbonaté (CaO : 11,6 % ; MgO : 0,5 %) et ferrugineux, à quartz millimétriques arrondis et à galettes de 0,5 à 1 cm de grès ferrugineux lie de vin.	TA 1515 L.M.,R.C.
2	1,4	CO_1	1 à 10 ?	éboulis ; rares affleurements de grès fin, calcaire, en plaquettes et de grès fin, calcaire, glauconieux (?) avec un galet de leptynite de plus de 50 cm de diamètre et quelques galets de quartz centimétriques, non en place (tillite ?).	
	56,55	CO_1			
1	4,0 et plus	I_7		calcaire dolomitique, à débit rognoneux, à nombreux petits Stromatolites de type SH-V et plus rarement de type LLH-C.	TA 1514

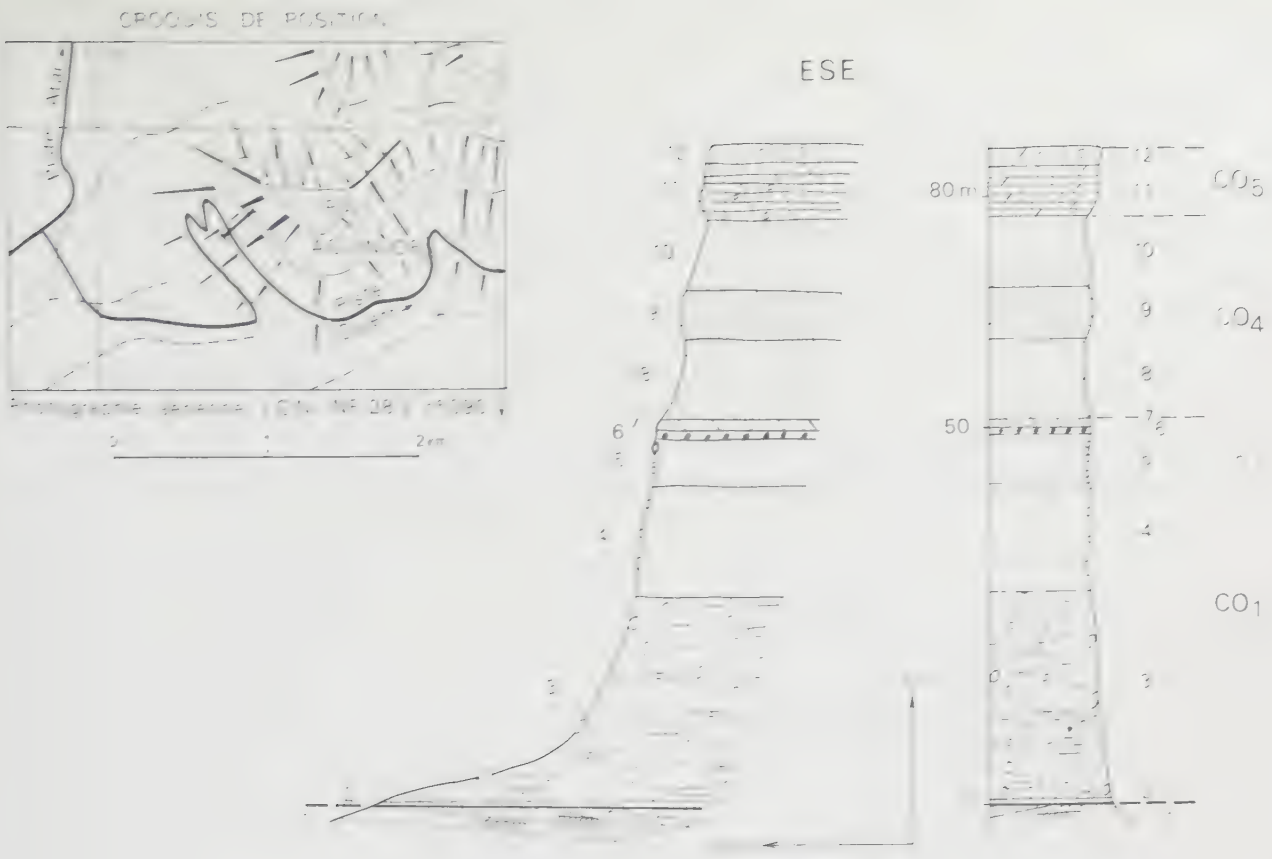
Les corrélations avec les coupes précédentes sont difficiles, notamment en ce qui concerne le CO_1 partiellement masqué par des éboulis. Le niveau 6, constitué de shales mauves micacés, est peut-être l'équivalent du niveau 11 de la coupe de Nouatil (CO_1,16). Il s'en suit que les niveaux 5 à 8 attribués à CO_1 peuvent tout aussi bien être inclus dans CO_2 (cf. p. 266).

8) Coupe 38 A de CO_1-CO_5 à Lekhleïgate (fig. 129)

Cette coupe a été relevée au Sud d'Atar, dans la partie nord du massif de Lekhleïgate, à proximité de la piste Atar - Chinguetti.

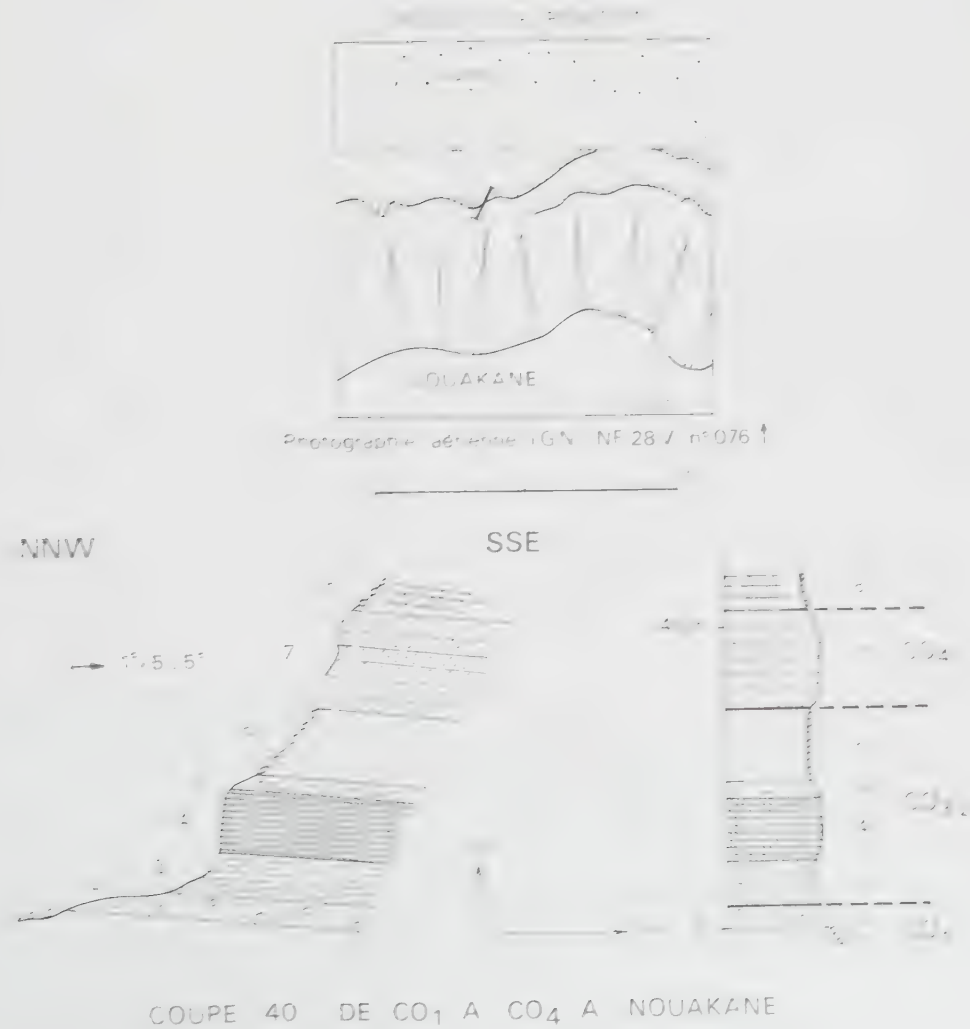
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
12	7,0	CO_5	20	dolomie calcaire fauve, à Stromatolites de type LLH-C, en bancs massifs séparés par des passées de roches carbonatées silteuses, à débit en rognons ou en plaquettes.	TA 1471
11	3,2	CO_5	20	dolomie calcaire fauve, à cassure bleutée, litée, en bancs de 10 à 30 cm.	
	10,2	CO_5			
10	6,0	CO_4?	19 ?	éboulis de calcaire silteux en plaquettes.	
9	20,0	CO_4	19	grès fin à moyen, feldspathique, à cassure blanchâtre et à stratifications obliques ; forme une falaise.	TA 1470
	26,0 env.	CO_4			
	?	?			
8	9,0	CO_{3-2}?		éboulis ; non vu.	
7	2,0	CO_{3-2}		calcaire fauve, à cassure cristalline rosée, à petits rognons de silex, lité, en bancs de 10 à 40 cm.	TA 1469
6	7,5	CO_{3-2}		éboulis avec rares affleurements de shale vert et de grès argileux.	
5	4,5	CO_{3-2}		silexite verte, à amygdales de calcaires dolomitiques bruns de quelques centimètres d'épaisseur ; forme une falaise.	TA 1468
	23,0	CO_{3-2}			
4	0,5	CO_1	13 ?	shale micacé, vert, fissile, plissoté.	
3	1,5	CO_1	11 et 12 ?	calcaire gréseux, conglomératique, à patine fauve, à galets de quartz dominant de 0,5 à 10 cm.	TA 1467
2	22,0	CO_1	10 ?	grès à ciment argilo-calcaire, verdâtre, tendre, avec galets de 1 cm à 1 m, de socle (pegmatite, granite, roches basiques), de calcaire et de siltstone (tillite); certains de ces galets ont des formes en fer à repasser, d'autres, notamment les galets de siltstone, sont striés, enfin quelques-uns ont un débit caractéristique en rondelles.	TA 1467 bis
	24,0	CO_1			
1	5,0 et plus	I_6		alternance de calcaire silteux, vert, micacé, en plaquettes, de grès très fin ou siltstone légèrement carbonaté, en bancs centimétriques et de lits de shale silteux, micacé ; l'ensemble montre de très beaux plis isoclinaux, de plusieurs décimètres, probablement liés à la poussée et au rabotage du glacier, et très voisins de ceux décrits par H. Martin (1964) dans le groupe d'Itararé (Paléozoïque sup.) du bassin de Paraná au Brésil.	

Les corrélations avec la coupe de Nouatil peuvent s'établir comme suit : le niveau 3 serait l'équivalent des niveaux 4 et 5 de Nouatil (CO_1,11 et 12), le niveau 4 un équivalent, d'épaisseur réduite, des shales du niveau 6 (CO_1,13). CO_2 et CO_3 continuent à s'amincir à mesure que nous progressons vers le SW, et leurs faciès ne peuvent plus guère être séparés.



COUPE 39 DE CO_1 CO_4 ET CO_5 A RAS AGUINJOB

Figure 108



COUPE 40 DE CO_1 A CO_4 A NOUAKANE

Figure 109

Cette coupe montre la disparition des siltstones siliceux et shales de CO_3 et de CO_2. Les grès argilo-carbonatés à blocaux du niveau 3 sont l'équivalent du niveau 2 de la coupe 38 de Lekhleïgate (CO_1,10 ?).

10) Coupe 40 de CO_1-CO_4 à Nouakane (fig. 109)

Cette coupe se situe au SW de la grande faille de l'Oued el Abiod. Quoique sa base soit masquée par des éboulis, il semble bien que les formations glaciaires de CO_1 reposent *directement* sur le socle précambrien de l'Amsaga.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
8	2,0 et plus	CO_5	20	éboulis masquant les dolomies (CaO : 25,9 % ; MgO : 16,32 %) à patine brune qui affleurent dans un ravin voisin.	TA 526 R.C.
7	13,0	CO_4	19	grès-quartzite moyen à grossier, feldspathique, à passées conglomératiques à quartz de 1 mm à 3 cm, à cassure blanchâtre, à patine grise ou brune, et à débit irrégulier, plus rarement en gueuses.	
6	10,0	CO_{3-2}		éboulis.	
5	2,0	CO_{3-2}	?	grès moyen à grossier, argileux, rougeâtre.	
4	8,5	CO_{3-2}	17	silexite légèrement argileuse, à cassure fine, brune et verte, à patine cireuse, en bancs de 5 à 25 cm, à débit en parallélépipèdes et à nombreux dendrites de manganèse.	
3	6,0	CO_{3-2}	17	shale siliceux et shale, violets, verts, bleutés, à débit en esquilles ou en plaquettes.	
	26,5	CO_{3-2}			
2	3,0	CO_1	?	grès hétérogranulaire, argileux, à barytine, très légèrement carbonaté (CaO : 0,6 % ; MgO : 0,1 %), verdâtre ou brun, à blocaux de socle de 1 cm^3 à 1 m^3 (tillite), à nombreuses passées à quartz millimétriques arrondis et à nombreux feldspaths subautomorphes millimétriques.	TA 2007 L.M. R.C.
1	2,0 et plus	CO_1 ?		éboulis ; à quelques centaines de mètres au NNW affleure le socle précambrien de l'Amsaga.	

Cette coupe montre un groupe de Bthaat Ergil réduit à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Les dolomies du niveau 8, partiellement masquées, représentent CO_5.

11) Essai de corrélation des coupes de CO_1 : synthèse stratigraphique

A l'échelle du massif des Jbeliat nous avions déjà éprouvé quelques difficultés pour comparer les coupes, notamment celles de la zone est. A l'échelle de l'Adrar ces corrélations sont encore plus difficiles et plus aléatoires. Le but recherché dans la description de ces 9 coupes est, avant tout, de répertorier les principaux faciès de CO_1 en dehors des Jbeliat.

Les corrélations seront faites en se référant à la série stratigraphique des Jbeliat ;

elles seront plus ou moins hypothétiques selon les coupes considérées.

Nous distinguerons 3 zones (fig. 110).

a) La zone au Nord des Jbeliat : coupes de Bathat Ntichedid, El Mentafa et Bou Kerch

Dans cette zone, CO_1 est réduit à un grès conglomératique de 0,5 à 1 m d'épaisseur surmonté d'un niveau de roches carbonatées à rognons de barytine et à quartz automorphes épais de quelques mètres ; il ne révèle aucun caractère glaciaire. Ces deux niveaux peuvent être parallélisés avec CO_1,11 et CO_1,12 des Jbeliat.

Bien que très réduit, CO_1 est toujours présent dans la zone étudiée au Nord du massif des Jbeliat. En aucun point nous n'avons vu CO_2 reposer directement sur la série 1.

b) La zone Grarat Legseïbe - Bthaat Ergil - Nouatil

Cette zone, qui s'étend sur une quarantaine de kilomètres, montre d'assez nombreuses affinités avec les Jbeliat. Les corrélations y sont relativement aisées grâce notamment aux niveaux CO_1,11 et 12 qui se retrouvent dans les 3 coupes et peuvent se suivre en continuité sur la couverture aérienne au 1/50.000 à l'exception d'une brève interruption à la hauteur de Goure Teniagouri.

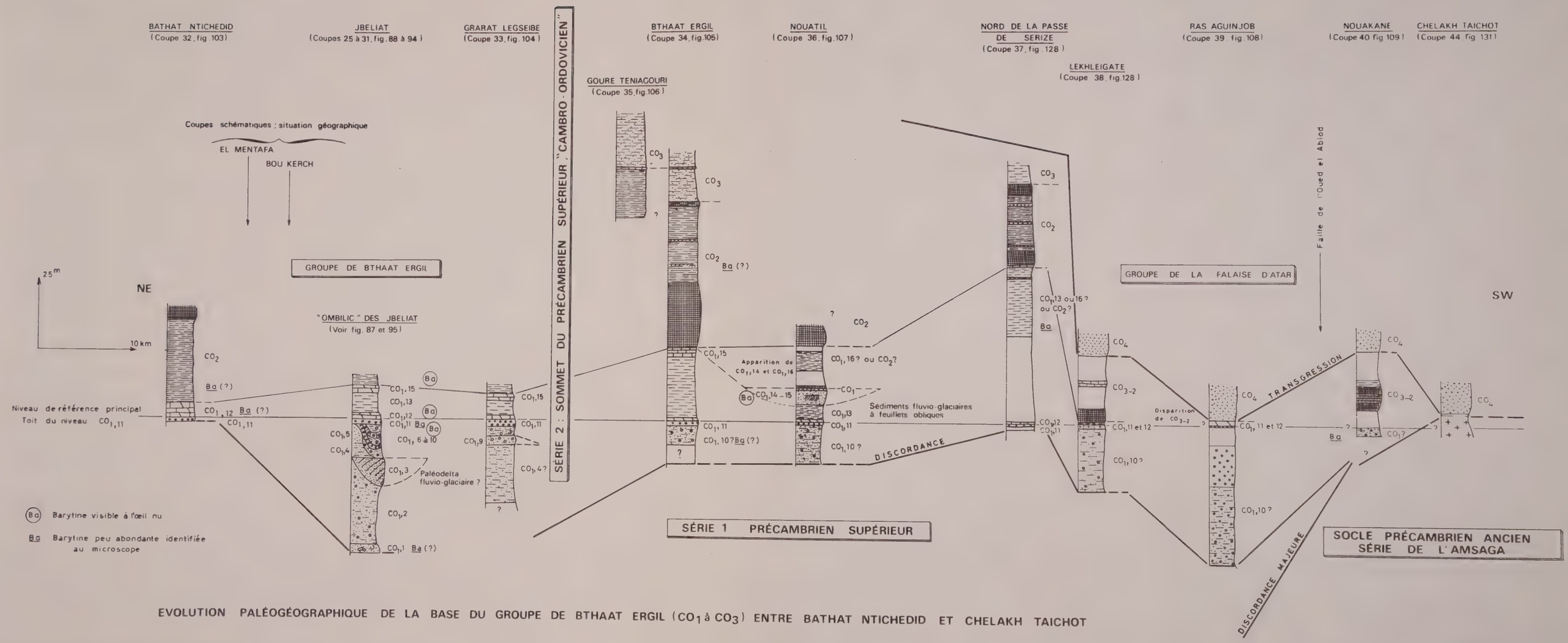
Le niveau de grès argilo-carbonaté à blocaux qui se place à la base des coupes de Bthaat Ergil et de Nouatil peut représenter un équivalent soit de CO_1,1, soit de CO_1,10, soit encore de l'ensemble CO_1,6 à CO_1,10 ; c'est la seconde hypothèse qui a été adoptée (fig. 110).

Dans la coupe 33 de Grarat Legseïbe, les shales micacés du niveau 2 sont probablement l'équivalent du CO_1,4 et, peut-être, du CO_1,5 des Jbeliat qui s'épaissiraient vers le SW. A Grarat Legseïbe ils contiennent un bloc exotique qui pourrait être un lâché par des icebergs (p.259). Si cette interprétation est juste elle vient étayer l'hypothèse selon laquelle ces formations seraient marines ou lacustres.

Dans la coupe de Nouatil, si l'on retient ces assimilations, la série stratigraphique décrite dans les Jbeliat se complète par le haut :

- le niveau CO_1,14 forme une falaise de 5 à 6 m de haut, bien visible dans la morphologie, débitée en énormes parallélépipèdes par des diaclases ouvertes. C'est un grès carbonaté, grossier à très grossier, microconglomératique à son sommet, caractérisé par l'abondance des stratifications obliques à feuillets courbes (pl. photo. XIV B) décimétriques. Ces stratifications obliques ne montrent pas d'orientation privilégiée ; les mesures effectuées ont donné des directions de courant extrêmement variables N 10°, 35°, 130°. Contrairement au niveau CO_1,3 dans les Jbeliat, on ne peut parler de paléodelta ; il s'agit plutôt de dépôts morainiques triés et étalés par des torrents glaciaires au cours sinueux. Ce faciès très particulier n'a été retrouvé nulle part ailleurs en Adrar ; certains faciès de CO_1,9, dans les Jbeliat, pauvres en blocaux, s'en rapprochent.
- le niveau CO_1,15 constitue un simple placage de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur au toit des grès grossiers du niveau 14. C'est une dolomie brune, à barytine fibreuse et cristaux de plusieurs millimètres de marcassite et de pyrite limonitisées.
- le niveau CO_1,16 est très voisin de CO_1,13 ; ce sont des shales verts ou mauves avec de rares intercalations de grès très fins ou de siltstones.

Ces trois niveaux complètent la série stratigraphique de CO_1 établie dans les Jbeliat.



EVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE LA BASE DU GROUPE DE BTHAAT ERGIL (CO_1 à CO_3) ENTRE BATHAT NTICHEDID ET CHELAKH TAICHOT

Figure 110

c) La zone s'étendant du Nord de la passe de Serize à Chelakh Taichot

Dans cette zone les corrélations deviennent difficiles et peu sûres. CO_1 se réduit, le plus souvent, à une série de grès argilo-carbonatés, ocre ou verdâtres, tendres, à blocaux pouvant atteindre de grandes tailles (1 m^3 dans la coupe 40 de Nouakane) ; au toit de cet ensemble deux niveaux, l'un gréseux et l'autre carbonaté, correspondent peut-être aux niveaux repères CO_1,11 et 12 que nous avons retrouvés dans la plupart des coupes étudiées.

A Chelakh Taichot, le groupe de Bthaat Ergil a disparu ; les grès de CO_4 reposent directement sur la série de l'Amsaga rattachée au Précambrien ancien.

d) Synthèse stratigraphique

Sous réserve du bien fondé des corrélations proposées, la coupe de Nouatil permet de compléter la série stratigraphique de CO_1 qui, aux Jbeliat, avait été subdivisée en 14 niveaux. La série stratigraphique complète de CO_1, déduite de l'ensemble des coupes relevées sur la bordure de l'Adrar, comprend 16 niveaux (tabl. XXIII, p. 290). Les niveaux CO_1,14 et 15 ont le faciès caractéristique des dépôts proglaciaires ; le niveau CO_1,16 peut être considéré, à titre d'hypothèse, comme un sédiment de zone périglaciaire.

Dans toutes ces coupes, si l'on excepte les galets striés relativement nombreux, les glaciers n'ont laissé que très peu d'empreintes de leur passage. Les plis isoclinaux ou déversés, décimétriques, relevés dans le I_6 de la coupe 38 de Lekhleïgate sont probablement liés au refoulement du substratum par les glaces. Orientés N 145°, 152°, 132° et 133°, ils indiquent nettement une poussée dirigée du NE vers le SW. Des structures semblables ont été utilisées par H. Martin (1964), dans le groupe d'Itararé (Paléozoïque supérieur) du bassin de Paraná au Brésil, pour définir la polarité de la glaciation.

Au SW de Nouakane, l'ensemble du groupe de Bthaat Ergil vient buter sur le haut-fond de socle des Ibis qu'il ne peut franchir (fig. 85 et 111). Ce paléorelief qui ne sera submergé que par la transgression de CO_4 a été signalé pour la première fois par les géologues pétroliers de la Société Africaine des Pétroles et décrit par Th. Monod (1962, fig. 49) et par Y. Péronne (1964) dans son étude de la paléogéographie et de la métallogénie de la base de la couverture sédimentaire du bassin de Taoudeni. Les représentations fournies par ces deux auteurs sont voisines de celles de la figure 111, dressées d'après des observations inédites de J. Sougy et R. Trompette.

En conclusion, en dehors des Jbeliat, la glaciation du Précambrien terminal ne paraît plus représentée que par le second maximum glaciaire qui de plus apparaît comme beaucoup moins complexe que dans les Jbeliat. Cette tillite supérieure, souvent réduite aux niveaux CO_1,10 et CO_1,11, serait coiffée par un ensemble de sédiments périglaciaires déposés dans des eaux calmes, loin du glacier ; dans la coupe 36 de Nouatil, des sédiments fluvio-glaciaires s'intercaleraient dans cet ensemble, traduisant peut-être une tentative avortée de retour de l'inlandsis.

B - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1) Description des principaux faciès

Nous étudierons successivement CO_1, CO_2 et CO_3 ; l'étude des roches siliceuses de CO_2, qui n'a pas été faite dans les Jbeliat, sera détaillée.

a) Principaux faciès du CO_1

. Les grès et grès-quartzites plus ou moins feldspathiques et micacés (CO_1,10 éch. TA 345)

description microscopique

- texture granulaire en mosaïque passant à une texture détritique à grains jointifs.
- le *quartz*, de la taille des silts, est souvent nourri. Les *feldspaths* n'excèdent jamais 10 % du volume de la roche ; ce sont des *feldspaths non maclés* parfois très altérés, du *microcline* et de rares *plagioclases*.
- les *micas* sont très abondants dans les deux échantillons : *biotite* en longues lamelles flexueuses en voie de décoloration et rares paillettes de *muscovite*. L'abondance des phyllites indique un transport assez faible ; ces grès sont peu évolués.
- les minéraux accessoires sont la *tourmaline* verte, plus rarement bleue, le *zircon*, le *sphène* (?), les *chlorites* vertes et la *barytine* en petits amas entre les grains détritiques.

. Les grès et siltstone à ciment argileux constitué d'illites, de chlorites et plus rarement de kaolinite (CO_1,11 éch. TA 324, Oued Bou Kerch et 2983 ; CO_1,13 éch. TA 2984 ; CO_1,? éch. TA 2007)

description microscopique

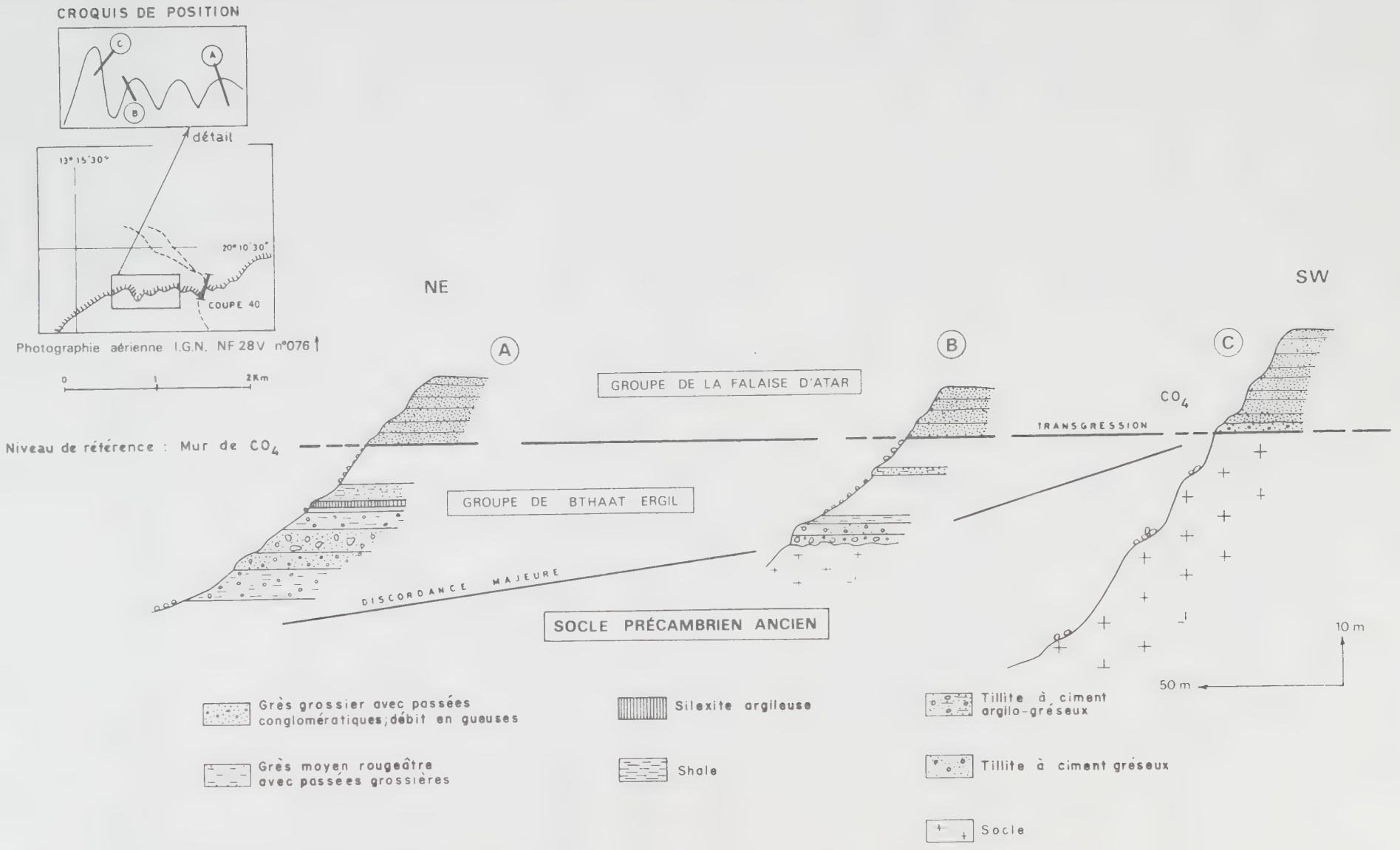
- la texture est détritique à grains non jointifs.
- les *quartz* sont de taille très variable ; ces grès peuvent être isogranulaires et fins (150 µ) comme dans l'échantillon TA 2984, ou bien, cas le plus fréquent, hétérogranulaires avec des grains arrondis millimétriques, probablement d'origine éolienne.
  Les *feldspaths*, souvent très altérés, sont peu abondants, formant en volume moins de 5 % de la roche ; leur taille est, comme pour le quartz, très variable. Les *feldspaths non maclés* sont les plus nombreux et les plus profondément altérés ; dans l'échantillon TA 2983 ils sont auréolés d'un cerne rouille d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Le *microcline* et les *plagioclases* sont rares.
- le ciment est formé d'un mélange de *chlorites*, *pennine* très fraîche et au moins en partie diagénétique, *chlorites vertes* à pléochroïsme très faible et d'*illites* dont une partie est en voie de kaolinisation. A cet ensemble sont mêlés des paillettes de *biotite* en voie de décoloration, de *muscovite* dont certaines dépassent 2 mm (éch. TA 2984) et, dans l'échantillon TA 324 de petits amas de carbonates, probablement de la *calcite*.
  Ce ciment est partiellement coloré en brun par des *oxydes* et *hydroxydes de fer* qui constituent également des granulations de quelques microns. L'échantillon TA 324 renferme des restes de *pyrite*, tandis que TA 2007 montre, au coeur d'une granulation d'*hématite*, un peu de *magnétite*.
- dans l'échantillon TA 2007, la *barytine* est abondante au point de devenir un minéral essentiel. Elle constitue, associée aux quartz et aux feldspaths, des structures graphiques, ou bien apparaît en amas entre les grains détritiques.
- les *zircons* sont souvent très abondants et peuvent caractériser certains échantillons (TA 324, 2007 et 2983) ; ils sont associés à la *tourmaline* verte, plus rarement bleue.

. Les grès à ciment carbonaté plus ou moins ferrugineux (CO_1,11 éch. TA 313, 314, TA 322, Oued El Mentafa, TA 325, Oued Bou Kerch et TA 1515 ; CO_1,14 éch. TA 2985 et 3049)

Ces grès ont une granulométrie variable ; 4 échantillons sont fins à moyens, tandis que les 4 autres sont grossiers, très grossiers et même conglomératiques.

description microscopique

- texture détritique à grains non jointifs avec quelques plages de grès-quartzite à texture granulaire en mosaïque.
- les *quartz* sont de taille variable ; les plus gros sont arrondis et probablement d'origine éolienne, les plus petits subanguleux. Dans l'échantillon TA 3049 (sédiment fluvio-glaciaire de CO_1,14 de la coupe 36 de Nouatil), les grains de quartz sont zébrés par de fines rayures ; ces stries brunâtres, assemblées en gerbes, sont formées par un alignement de très fines inclusions bien visibles au fort grossissement du microscope. Dans les grès très grossiers ou microconglomératiques, les quartz sont souvent craquelés, brisés.
  Les *feldspaths* ne sont jamais abondants, représentant moins de 5 % de la roche ; dans les



BISEAUTAGE DU GROUPE DE BTHAAT ERGIL CONTRE LE HAUT-FOND DES IBI

D'après des levés inédits de J. Sougy et R. Trompette (1966)

Figure 111

faciès grossiers : ils atteignent 1 mm. Ce sont essentiellement des *feldspaths non maclés*, souvent altérés ; le *microcline* est rare, les *plagioclases* sont exceptionnels.

- la plupart des échantillons renferment des lamelles de *biotite* plus ou moins décolorées, associées à des *chlorites*. La *muscovite*, rare, peut dépasser 1 mm de longueur (éch. TA 325). Des *illites*, jamais abondantes, sont souvent associées aux carbonates du ciment.
- les *carbonates* forment l'essentiel du ciment ; la *calcite* domine largement. Ces carbonates sont, soit sous forme de granulations brunâtres entre les minéraux détritiques, soit sous forme de rhomboèdres dont certains montrent de très belles textures encapuchonnées (L. Cayeux, 1931, pl. VIII, fig. 5). Dans les échantillons TA 313 et 314, des rhomboèdres de 1 à 2 mm, aux contours diffus, englobent des minéraux détritiques anguleux de petite taille. Bon nombre de ces carbonates ont recristallisé au cours de la diagenèse ; ils corrodent souvent les minéraux détritiques.
- le ciment carbonaté est riche en *oxydes* et *hydroxydes* de fer. L'échantillon TA 3049 renferme un cristal cassé d'*hématite* de 2 mm de longueur.
- les minéraux lourds, *tourmaline* verte et *zircons*, sont peu abondants ; un peu de *barytine* a été identifiée dans 2 des 8 échantillons.

L'étude de l'échantillon TA 314, CO_1,11, de la coupe 32 de Bathat Ntichedid nous permet de reconstituer le mode de formation de ce grès carbonaté. Dans un premier temps se forment, dans une boue carbonatée très pauvre en minéraux détritiques, de gros rhomboèdres de carbonates englobant parfois quelques quartz détritiques. Dans un second temps ces rhomboèdres de plusieurs millimètres sont probablement repris par des courants, redéposés et cimentés par un grès très pauvre en carbonates. La composition très différente du ciment et des rhomboèdres indique, sans ambiguïté, que ces derniers ne peuvent être diagénétiques. Le ciment gréseux et les rhomboèdres carbonatés se sont formés indépendamment.

. Les siltstones feldspathiques, micacés, carbonatés et ferrugineux (CO_1,13 ou 16 ou CO_2 éch. TA 1518 et 1519)

- texture détritique à grains non jointifs.
- le *quartz* est de la taille des silts ; quelques grains peuvent atteindre 150 µ. Le pourcentage de feldspaths est voisin de 5 à 7 %. Les *feldspaths non maclés*, les plus nombreux ; le *microcline* est rare et frais.
  Les micas abondants, *biotite* plus ou moins décolorée, *chloro-biotite* et *muscovite* en lamelles pouvant atteindre une grande taille, sont disposés à plat dans la stratification.
  La *tourmaline* verte, en grains roulés de petite taille, est présente dans les deux échantillons. TA 1519 renferme un peu de *barytine*.
- les *carbonates*, en petits amas, sont associés à de fines granulations d'*hématite* et de *limonite*. Très souvent le coeur des plus gros grains d'hématite montre des reliques de *magnétite*.

. Les grès et grès-quartzites conglomératiques (CO_1,11 éch. TA 324 et 325, Oued Bou Kerch, et 346 ; CO_1,12 ? éch. TA 315 ; CO_1,14 éch. TA 2985 et 3049)

La plupart de ces échantillons ont été étudiés avec les grès à ciment carbonaté ou argileux. L'échantillon TA 346, qui renferme un peu de ciment carbonaté et chloriteux, est formé de quartz hétérogranulaires dont la taille varie de 100 µ à plus de 1 mm ; les plus gros sont arrondis et d'origine éolienne.

Les galets, millimétriques, sont de nature variée : grès-quartzite à texture engrenée, silexite, roches carbonatées avec parfois des rhomboèdres à texture encapuchonnée, siltstone et grès fin feldspathique.

. Les roches carbonatées (CO_1,11 éch. TA 321, Oued el Mentafa ; CO_1,12 éch. TA 315 (?), 347 et 1516 ; CO_1,14 éch. TA 3050)

Elles appartiennent aux niveaux CO_1,12 et 15 et correspondent, en première approximation, aux calcaires des Agmeïminat, CO_{13}, de Th. Monod (1952). Généralement bien litées, en bancs décimétriques bruns, mauves ou verts, elles renferment, notamment dans les coupes du NE (coupe 32 de Bathat Ntichedid), des rognons de silex rouges, de la barytine et des quartz automorphes millimétriques translucides.

description microscopique

- texture microcristalline isogranulaire ; la taille des grains varie de 20 à 60 µ.

- les *carbonates* sont xénomorphes ; les rhomboèdres sont absents ou rares (éch. TA 3050). Ceci est vrai même pour l'échantillon TA 1516 pourtant franchement dolomitique.
- les minéraux détritiques, très peu abondants, parfois totalement absents (éch. TA 350 et 3050) se concentrent dans certains lits privilégiés. Ce sont du *quartz* de la taille des silts et des paillettes de *muscovite* et de *biotite* pouvant atteindre 250 µ et disposées à plat dans la stratification.
- le fer sous forme d'*hématite* et de *limonite* est peu abondant, beaucoup moins que dans les grès carbonatés décrits précédemment ; il est parfois totalement absent (TA 3050). Il se concentre de préférence dans les lits riches en minéraux détritiques (TA 347) ou dans des diaclases (TA 1516).
- l'échantillon TA 347 montre une très belle suture stylolitique soulignée par un liséré brun, ferrugineux.
- l'échantillon TA 321, de la coupe de l'Oued El Mentafa, est une meulière. De la *calcédoine* fibreuse, en guirlandes brun clair, constitue une trame enserrant des îlots, en partie évidés, où l'on distingue du *quartz*, des rhomboèdres bruns de *carbonates ferrugineux* et des *oxydes* et *hydroxydes de fer*. Cette roche provient de la silicification incomplète d'une roche carbonatée dont les restes ont été, en grande partie, dissous par l'altération météorique.

b) Principaux faciès du CO_2 et CO_3

Avant d'aborder l'étude pétrographique de ces formations essentiellement siliceuses, il est nécessaire de dire un mot de la nomenclature des roches siliceuses. En effet des termes aussi usuels que jaspe, phtanite, chert sont employés selon les auteurs avec des acceptions bien différentes.

Pour les roches siliceuses ne renfermant pas de débris organiques, nous utiliserons deux termes : *silex* pour des accidents de volume limité dans un sédiment de nature quelconque mais le plus souvent carbonaté et *silexite* pour une formation litée, continue à l'échelle des coupes. Ces définitions ne préjugent pas de l'origine de la roche qui peut être chimique, biochimique ou pyroclastique.

Pour les roches siliceuses à débris d'organismes, la nomenclature est simple, le groupe d'organismes dominant impose son nom à la roche : radiolarite, diatomite, spongolite. En Adrar, les Spongiaires sont le seul groupe bien représenté ; selon leur abondance, les roches sont qualifiées de *spongolite* si les spicules d'Eponges sont nombreux ou de *silexite à débris de Spongiaires* s'ils sont rares. Enfin le terme de *gaize* a été réservé aux intercalations de siltstone ou de grès très fin, légèrement glauconieux, à spicules d'Eponges.

En Adrar, et notamment dans la coupe de Bthaat Ergil, CO_2 et la base de CO_3 sont constitués essentiellement de silexites argileuses et de silexites argileuses à débris de Spongiaires avec de rares intercalations de spongolites argileuses.

La coupure entre CO_2 et CO_3 est difficile à délimiter et arbitraire. CO_2 est surtout formé de silexites argileuses dures, compactes, dont la teneur en silice est le plus souvent supérieure à 70 % (fig. 115). Par contre dans CO_3 dominent les siltstones et les shales siliceux qui, vers le sommet, tendent vers de véritables shales.

Description macroscopique

CO_2, et la base de CO_3, constituent des collines arrondies où il n'est pas possible de distinguer les bancs. Ces reliefs ont un aspect photogéologique très particulier notamment à l'Est des palmeraies de Jraïf et d'Agmeïminat ; les oueds y développent un chevelu très ramifié d'affluents, la végétation est absente ou très rare.

Les silexites argileuses de CO_2 et CO_3, dures, sonores sous le marteau, se débitent en plaquettes, en réglettes, plus rarement en parallélépipèdes, ce qui explique que cette formation soit aisée à parcourir en automobile. Ces plaquettes et réglettes, très dures, ont été abondamment employées par les hommes du Néolithique qui les ont façonnées en gouges, ciseaux à bois, burins et grattoirs. Le gisement d'Echerel (R. Trompette, 1967) qui domine la Sebkha de Chemchane, et l'industrie des Richat, illustrent l'importance de ces matériaux dans l'outillage des hommes du Néolithique.

La couleur dominante de ces roches est vert sombre, mais les passées violines et ocre ne sont pas rares ; les dendrites de manganèse sont très abondants. A la base de CO_2 on rencontre, dans la coupe 34 de Bthaat Ergil, quelques intercalations de conglomérat monogénique intraformationnel à galettes centimétriques de silexite. Dans cette même coupe certains niveaux de silexite, généralement faiblement argileuse, ont, à la cassure, un aspect de mylonite ou de rhyolite, avec des quartz globuleux noirs ; ils renferment parfois de fines mouches de pyrite.

Dans cet ensemble siliceux s'intercalent des lits centimétriques et des lentilles de siltstone calcaire, à cassure spathique, souvent bleutée ; ils sont entourés d'une écorce de décalcification brune, terreuse, pulvérulente et tachant les doigts.

CO_3, notamment dans sa partie supérieure composée de shales verdâtres, de shales siliceux, fissiles, tendres et de siltstones argileux, forme un glacis profondement raviné par les oueds obséquents (région de Goure Teniagouri). C'est la présence de ce niveau tendre, épais (187 m à Bthaat Ergil) qui explique en partie l'individualisation, au Nord du Teniagouri, au pied de la falaise, d'une vaste dépression occupée par la Sebkha de Chemchane qui se poursuit vers le NE au-delà de notre zone d'étude. Vers le SW, au contraire, cette dépression disparaît à hauteur de Goure Teniagouri par suite de la rapide diminution d'épaisseur de l'ensemble CO_2 - CO_3 (fig. 110).

A la base de CO_3, des calcaires à structure cone-in-cone ont été récoltés par P. Chamard (renseignement oral) sur la feuille au 200.000^e Char à proximité d'Allos Moulekterat, relief rectiligne constitué par un filon de dolérite et partageant en deux la Sebkha de Chemchane (coordonnées approximatives lat. N 21°12' ; long. W 12°08'). Des structures identiques ont été retrouvées dans les Richat à l'ENE de Megsem Tamat (lat. N 21°13' ; long. W 12°22'30") dans une position stratigraphique très voisine, par la mission J.P. Barringer, W. Cassidy, M. Deynoux, R.S. Dietz et R. Fudali (*In* : R.S. Dietz, R. Fudali et W. Cassidy, 1969). Ces structures paraissent être absentes dans notre zone d'étude.

Dans la région d'Allos Moulekterat les calcaires cone-in-cone, bleus, constituent une ou plusieurs intercalations épaisses de 1 à 5 cm, plissotées, affleurant assez mal au milieu des regs de shales siliceux et silteux de la base de CO_3. Aucun fossile n'y a été trouvé.

L'origine de la structure cone-in-cone est encore actuellement discutée. Pour M.E. Denaeyer (1943) il s'agirait de structures mécaniques capables d'apparaître dans des sédiments soumis à des forces de dilatation. Pour A. Bonte (1942 et 1945) et R. Gay (1942) il s'agirait au contraire de structures biochimiques résultant de la décomposition d'organismes enfouis dans une boue et de la diffusion des produits de décomposition qui, en se propageant à travers le sédiment, sont capables d'entraîner une précipitation orientée de certaines substances comme la calcite.

Description microscopique

. Les silexites argileuses renfermant parfois des spicules d'Eponges (CO_2,17 éch. TA 1359, 1361 et 2986 ; CO_3,18 éch. TA 1368)

- ces roches sont formées d'un fond homogène de *quartz cryptocristallin* ; la calcédoine est absente.
  De très fines paillettes de phyllites, *illites* et à un degré moindre *chlorites*, sont associées, en proportion variable, au quartz ; elles peuvent être dispersées dans la masse siliceuse, ou bien se concentrer de façon préférentielle dans certains lits, soulignant ainsi la stratification.
  Les *oxydes* et *hydroxydes de fer*, en fines granulations, sont rarement abondants ; ils peuvent se concentrer dans certains lits. L'échantillon TA 2986 montre des cubes de *pyrite* très fraîche.
  Les *carbonates*, en petits amas brunâtres, ou en rhomboèdres atteignant 100 µ (TA 2986), sont peu abondants mais présents dans tous les échantillons étudiés.
- les minéraux détritiques sont rares et se concentrent dans certains lits. Le *quartz*, dont la taille moyenne varie selon les échantillons de 15 à 75 µ, est anguleux. Les feldspaths sont rares ; le *microcline* et les *plagioclases* sont frais, les *feldspaths non maclés* montrent un début d'altération. Quartz et feldspaths sont souvent corrodés, sur leur bordure, par le ciment siliceux cryptocristallin.
  Des paillettes de *biotite*, souvent partiellement décolorée, de *chloro-biotite* et de *muscovite* soulignent la stratification.
- trois des échantillons étudiés renferment des restes de Spongiaires.

. Les silexites peu ou pas argileuses (CO_2,17 éch. TA 320 et 1364)

- ces roches se distinguent des précédentes par leur très faible teneur en minéraux argileux.
- dans l'échantillon TA 320 la stratification est soulignée par des amygdales de *magnétite* ; on y rencontre quelques mouches de *barytine*.

. Les spongolites argileuses et carbonatées (CO_2,17 éch. TA 319 et 1362)

Ces roches sont caractérisées par l'abondance des débris de Spongiaires. Elles renferment, en outre, un fort pourcentage de *carbonates* en petits amas colorés en brun par du fer. L'échantillon TA 319 montre des spicules d'Eponges de 25 à 100 µ de diamètre, épigénisés par de la *glauconie* (pl. photo. XVIII A). Cette roche tend vers les gaizes qui sont des grès siliceux, glauconieux, à spicules de Spongiaires.

. Les brèches de spongolites (CO_2,17 éch. TA 1356)

C'est une brèche monogénique dont le ciment est formé par une spongolite argileuse et les éléments, de quelques millimètres à plus d'un centimètre, par des silexites très légèrement argileuses.

. Les silexites carbonatées (CO_2,17 éch. TA 1521)

Les *carbonates*, en cristaux xénomorphes de 20 à 150 µ, plus rarement en rhomboèdres, constituent près de 50 % de la roche ; ils sont colorés en brun par *des oxydes et hydroxydes de fer*. La *pyrite*, en petits cristaux, est peu abondante.

. Les silexites argileuses, finement gréseuses ou silteuses, à spicules de Spongiaires (CO_2,17 éch. TA 1357, 1358 et 1360)

- ces roches diffèrent des précédentes par leur teneur importante en détritiques. La taille moyenne du *quartz* est de 70 µ ; quelques grains plus gros (250 µ) sont arrondis et probablement éoliens.
  Les *feldspaths non maclés*, parfois perthitiques, sont peu altérés ; le *microcline* et les *plagioclases* rares sont très frais.
  Les micas, *muscovite* et *biotite* plus ou moins décolorée, sont disposés à plat dans la stratification.
  De la *tourmaline* verte et du *zircon* sont présents dans deux des trois échantillons étudiés ; TA 1358 renferme un peu de *barytine*.
- le fond cryptocristallin est identique à celui des silexites argileuses. Les *carbonates* sont présents mais difficiles à identifier tout comme les *phosphates* mis en évidence par la réaction au molybdate d'ammonium. Les trois échantillons renferment quelques débris de Spongiaires.

. Les roches carbonatées silteuses renfermant parfois des spicules de Spongiaires (CO_2,17 éch. TA 1520 ; CO_3,18 éch. TA 1366 et 1370)

- la texture est macrocristalline ; c'est l'équivalent de la texture ophitique des dolérites (structure poecilithique des pétrographes français).
- les *carbonates*, colorés en brun par du fer, forment de grandes plages dépassant 500 µ de diamètre qui englobent les minéraux détritiques ; dans l'échantillon TA 1520, des rhomboèdres de 125 µ de diamètre moyen englobent également quelques minéraux détritiques de la taille des silts.
  Dans l'échantillon TA 1366 certaines plages de carbonate ont une extinction radiaire ; dans TA 1520, de très fines paillettes d'*illites* leur sont associées.
- les minéraux détritiques sont formés de *quartz* anguleux de 50 à 60 µ, de *feldspaths non maclés*, de *microcline* et de rares *plagioclases*. Les paillettes de *biotite* plus ou moins décolorée, de *chloro-biotite* et de *muscovite* sont plus ou moins abondantes selon les échantillons.
- les *oxydes* et *hydroxydes de fer*, qui colorent les carbonates, forment également de fines granulations. Dans l'échantillon TA 1520, de minces lits de *magnétite*, partiellement hématisée, soulignent la stratification.
- l'échantillon TA 1370 renferme des débris organiques, probablement des spicules de Spongiaires (pl. photo. XVIII B).

2) Caractères pétrographiques généraux du groupe de Bthaat Ergil en dehors des Jbeliat

a) Caractères de la phase détritique

Elle forme l'essentiel de CO_1 et joue un rôle secondaire dans CO_2 et CO_3.

. CO_1

- la taille du *quartz* est très variable. Les grains dépassant 200 µ sont généralement arrondis et probablement d'origine éolienne. Dans certains échantillons, TA 3049, CO_1,14, notamment, les grains de quartz sont craquelés et brisés, certains portent des griffures brunes regroupées en faisceaux ; des faisceaux de direction différente peuvent se recouper dans un même cristal. Ces griffures apparaissent, au fort grossissement du microscope, comme constituées d'un alignement de très fines bulles brunâtres. Leur signification reste obscure ; il ne semble pas qu'il faille y voir une liaison avec les stries glaciaires, de nombreux grès d'origine non glaciaire (CO_{13} dans le groupe des Plateaux d'Oujeft par exemple) présentent des structures identiques.
- les *feldspaths* ne sont jamais abondants et forment au plus 7 % du volume de la roche ; leur taille varie de quelques dizaines de µ à plus d'un millimètre dans les faciès conglomératiques. Les *feldspaths non maclés*, de type *orthose*, sont les plus nombreux et sont souvent altérés. Le *microcline* est rare, tout comme les *plagioclases* qui en général très frais, sont cependant représentés dans presque toutes les lames étudiées.
- les micas, *biotite* en voie de décoloration, *chlorobiotite* et *muscovite* souvent en grandes paillettes, sont présents dans tous les échantillons, même dans les plus grossiers ; ils sont particulièrement abondants dans les faciès fins (siltstone et grès fin à très fin).
- les minéraux lourds sont identiques à ceux que l'on trouve dans toutes les formations détritiques de l'Adrar ; ce sont de la *tourmaline* verte, très rarement bleue, des *zircons* et parfois du *sphène* et de la *monazite*.
- les galets des tillites peuvent atteindre 1 m^3 (coupe 40 de Nouakane) ; ils ont été étudiés dans les coupes 38 et 39 de Lekhleïgate et d'Aguinjob (niveau CO_1,10 ?). Comme dans les

Jbeliat, le socle forme environ 50 % de la population ; le pourcentage de galets de socle est plus fort dans la coupe de Lekhleïgate que dans celle d'Aguinjob, pourtant plus proche des affleurements précambriens de la série de l'Amsaga (fig. 112). Cependant, pour que ces "sondages" soient significatifs, il serait nécessaire de voir si le pourcentage des différents types de galets ne varie pas dans un plan vertical. Ceci n'a pu être fait et nous nous sommes contentés de sélectionner les meilleurs affleurements, là où les galets étaient particulièrement nombreux.

Dans la coupe 36 d'Aguinjob nous avons tenté de mesurer l'orientation des galets dans l'espace (fig. 113). Sur 32 galets étudiés, 15 sont horizontaux et plus de la moitié des 17 restant ont un pendage faible inférieur à 25°. Aussi dans la construction de la rose des vents de la figure 113, nous avons considéré que tous les galets étaient horizontaux et tenu compte uniquement de l'orientation de leur grand axe. Le diagramme obtenu rappelle ceux de J.W. Glen, J.J. Donner et R.G. West (1957) reproduits dans la figure 99. On distingue deux pics ; le plus important est orienté N 20°, le second N 125°. Ce dernier coïncide grossièrement avec la direction du glacier telle qu'elle a été déterminée dans les Jbeliat. Nous avons vu que le problème de l'orientation des galets dans les tillites était beaucoup trop complexe pour qu'on puisse en déduire dans ce cas précis une quelconque information sur le type de moraine ou, plus simplement, sur le mouvement des glaces.

Dans les deux coupes, les galets striés sont nombreux, notamment les galets de siltstones et de grès très fins verdâtres, légèrement micacés, qui sont striés à 80 %. De nombreux galets sont polyédriques avec des faces bien planes ; quelques-uns ont une forme en fer à repasser avec une sole bien développée et très plate. Enfin on a noté plusieurs galets portant des coups de gouge en croissant de lune, larges de 4 à 5 cm et profonds de 2 cm. Tous ces galets, à l'exception des plus gros, sont entourés d'une "peau" très fine carbonatée blanchâtre ou ocre.

. CO_2 et CO_3

La phase détritique est peu importante dans les silexites à spicules de Spongiaires de CO_2 et dans les silexites argileuses et les shales de CO_3. Dans les intercalations de siltstones, elle devient prépondérante.

le *quartz* anguleux a 50 à 60 µ de diamètre moyen.
les *feldspaths non maclés*, souvent peu altérés, sont abondants, le *microcline* frais est rare, les *plagioclases* très rares et souvent frais.

- les micas sont souvent très abondants, *biotite* plus ou moins décolorée, *chlorobiotite* et *muscovite*.
- les minéraux lourds sont réduits à quelques petits grains roulés de *tourmaline* verte.

b) Caractères de la phase argileuse

La phase argileuse est importante dans CO_1 où elle participe à la formation du ciment des niveaux tillitiques (CO_1,2, 6, 8, 10) et des niveaux de shales qui caractérisent les périodes de recul glaciaire (CO_1,13, 16). Elle devient essentielle dans CO_3, notamment dans les parties moyenne et supérieure presque uniquement constituées de shales verts.

Dans les grès argileux de CO_1 le ciment est constitué d'un mélange de *pennine* fraîche dont au moins une partie est diagénétique, de *chlorites vertes* et d'*illites* dont une partie est en voie

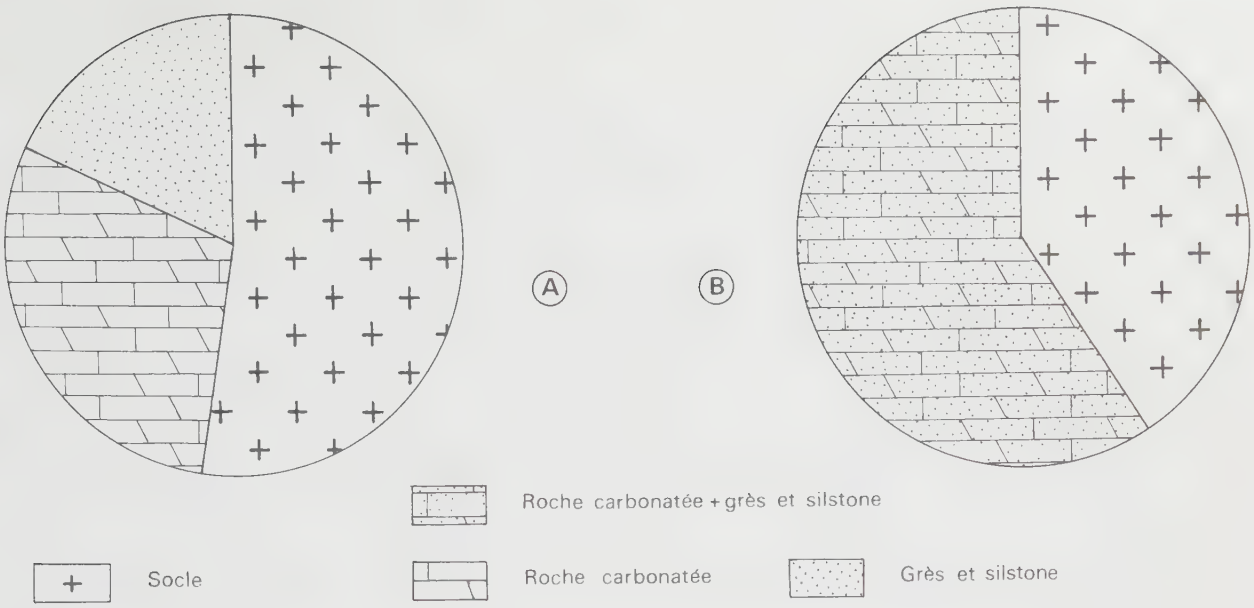


Figure 112 : Nature pétrographique des galets de tillite de CO_1, 10 (?) dans les coupes de Lekhleigate et d'Aguinjob

(A) Lekhleigate superficie étudiée 4m² (114 galets)

(B) Aguinjob superficie étudiée 0,4m² (159 galets)

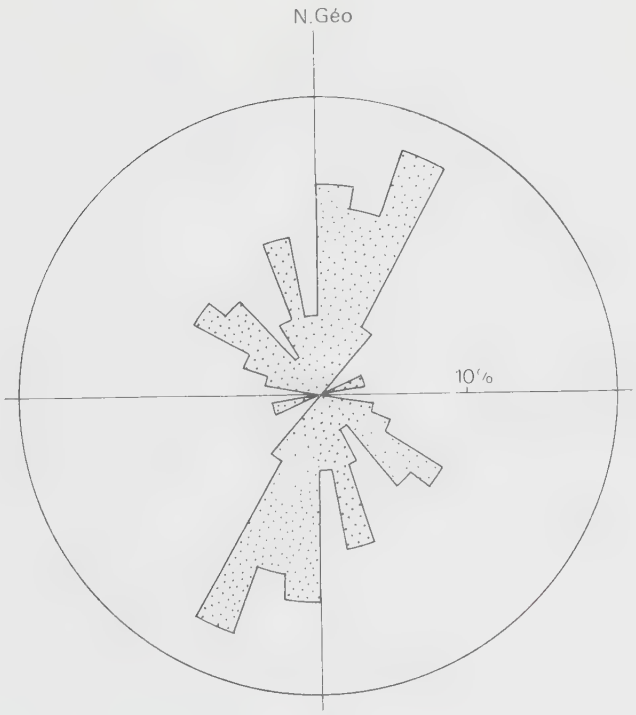


Figure 113 : Orientation des galets de tillite dans CO_1, 10 (?) de la coupe d Aguinjob
(32 mesures ; on n a pas tenu compte du plongement, généralement faible, de l'axe des galets)

de kaolinisation. Dans les niveaux grossiers et conglomératiques les feldspaths non maclés, qui peuvent dépasser 1 mm, sont souvent partiellement transformés en *illites* avec parfois un peu de *kaolinite*.

Les silexites argileuses à spicules de Spongiaires de CO_2 et CO_3 renferment toutes de très fines paillettes d'*illites*. Dans CO_2 de la *glauconie* remplit parfois les cavités des spicules d'Eponges.

Trois échantillons de shale de CO_1 ont été analysés aux R.X à l'Institut de Géologie de Strasbourg (tableau d'analyses aux R.X 1). Comme dans les Jbeliat, l'illite reste le minéral argileux dominant, ce qui rejoint les conclusions de G. Millot (1964, p. 164) à propos des dépôts glaciaires. Elle se présente en feuillets ouverts associés à de la kaolinite et de la montmorillonite. L'origine de ces minéraux argileux est d'abord à rechercher dans le rabotage de la série 1 et notamment de sa partie supérieure, ou groupe de l'Assabet el Hassiane, qui contient de la montmorillonite (tableau d'analyses aux R.X 1). Selon cette hypothèse, la fraction argileuse de CO_1 aurait une origine essentiellement locale et serait en majorité empruntée à la série 1. Toutefois, il est aussi possible que la kaolinite et la montmorillonite dérivent de l'altération de galets de socle.

Treize échantillons de CO_3 ont été analysés aux R.X (tableau d'analyses aux R.X 1), ce qui, comparativement à CO_1 est beaucoup. L'illite représente environ 70 % de la phase argileuse. Elle est associée soit à de la chlorite soit, moins fréquemment et uniquement semble-t-il au sommet de CO_3, à des interstratifiés à 14 Å chlorite-montmorillonite. Cette composition minéralogique de la phase argileuse de CO_3 est très voisine de celle du groupe de Char (série 1) qui, pourtant, est sédimentologiquement fort différent.

c) Caractères de la phase chimique

La phase carbonatée joue un rôle important dans CO_1, tandis que la phase siliceuse constitue l'essentiel de CO_2 et une partie de CO_3.

- les carbonates

Dans CO_1 ils forment l'essentiel des niveaux CO_1,12 et 15 et sont présents dans le ciment de nombreuses roches détritiques conglomératiques (CO_1,9, 11, 14).

Dans les roches détritiques ils se présentent soit en amas xénomorphes entre les grains, soit en rhomboèdres montrant fréquemment une texture encapuchonnée et englobant quelques minéraux détritiques. La plupart du temps, ces carbonates ont recristallisé au cours de la diagenèse. Fréquemment, ils corrodent le bord des quartz et des feldspaths.

Dans les niveaux franchement carbonatés ils se présentent généralement en grains réguliers de 25 à 40 µ de diamètre ; les rhomboèdres sont rares.

Sur le diagramme de la figure 114, qui regroupe 21 analyses de roches carbonatées de CO_1 (tableau d'analyses chimiques 2), on a séparé les roches détritiques carbonatées des faciès franchement carbonatés. Les faciès riches en insolubles (plus de 50 %) sont plutôt calcaires ; ce fait avait déjà été constaté dans l'étude de la série 1. Les roches carbonatées de CO_1,12 et 15 se répartissent entre un pôle dolomitique (5 échantillons) et un pôle calcaire (3 échantillons) sans que cela corresponde à une évolution nette ni dans un plan horizontal ni dans un plan vertical ; leur teneur en insolubles est faible, généralement inférieure à 20 %.

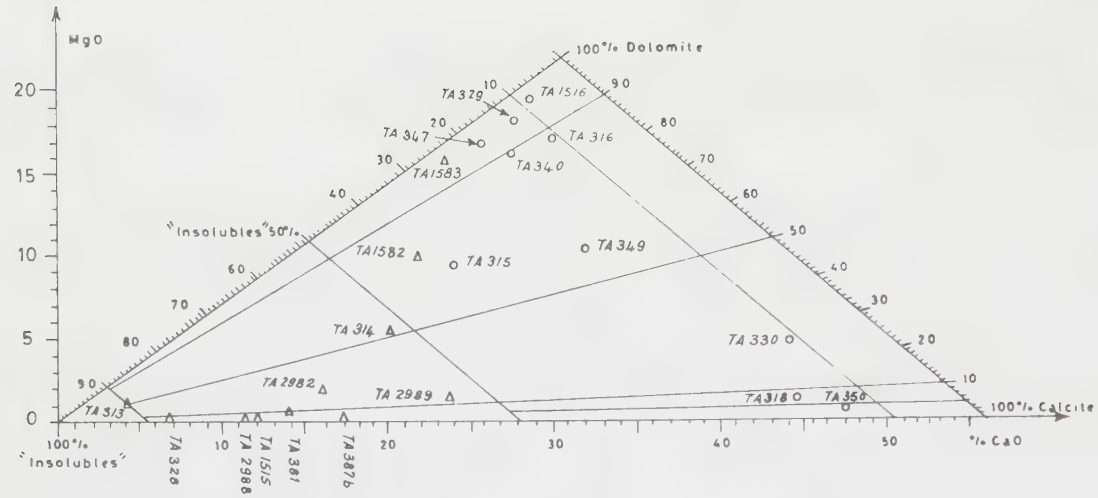


Figure 114 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE CO_1

Δ CO_1, 9, 10 et 11 faciès détritiques
o CO_1, 12 et 15 faciès carbonatés

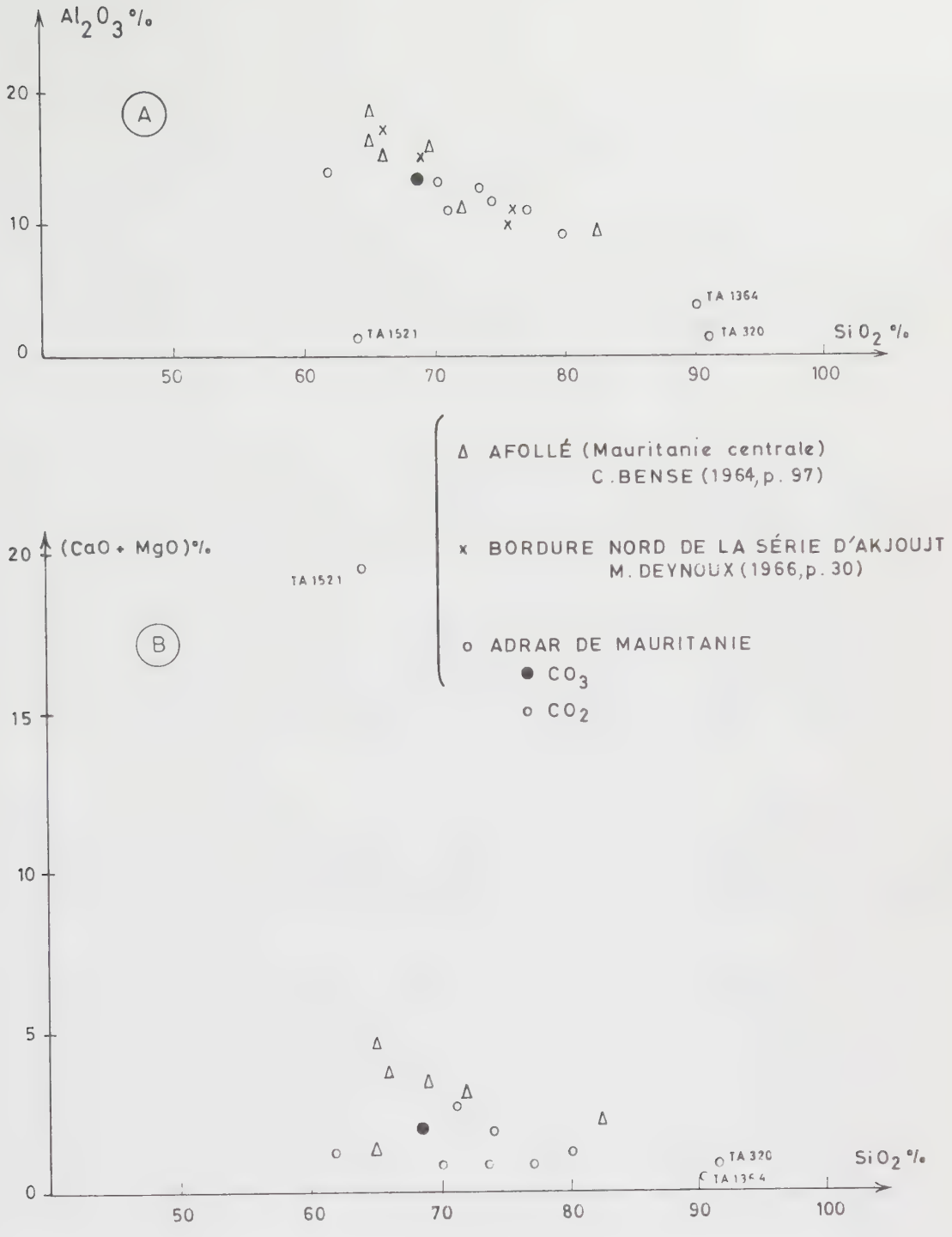
La totalité des échantillons de silexites argileuses étudiées (CO_2 et base de CO_3) renferme de faibles quantités de carbonates. L. Cayeux avait signalé dès 1929 la présence de carbonates dans les phtanites et les spongolites. Ces carbonates prennent de l'importance dans les silexites carbonatées et dans les fines intercalations de roches détritiques carbonatées. Dans les premières, ils forment des amas mousseux, souvent allongés dans la stratification ou plus rarement des rhomboèdres. Dans les secondes, qui sont fréquemment entourées d'une écorce de décalcification brunâtre, terreuse, ils se présentent en grandes plages brunes ayant parfois une extinction radiaire et en rhomboèdres de grande taille englobant des minéraux détritiques.
Les échantillons analysés (tableau d'analyses chimiques 4) sont franchement calcaires.

- la silice

Dans les intercalations carbonatées de CO_1, elle ne se présente que sous forme de petits cristaux de *quartz* millimétriques, automorphes, translucides, associés dans des géodes à de la *calcédoine*, et accessoirement à de petits rognons de silex rouge vif.

Par contre, la silice forme la quasi-totalité de CO_2 et une bonne partie de CO_3. Elle est sous forme de *quartz cryptocristallin* ; la calcédoine est absente dans toutes les lames minces étudiées.

Les diagrammes de la figure 115 donnent la composition chimique (SiO_2, Al_2O_3, CaO et MgO) de 11 échantillons choisis parmi les plus pauvres en détritiques (tableau d'analyses chimiques 4). Si l'on excepte les échantillons TA 1521, riche en calcaire, et TA 320 et 1364 pauvres en Al_2O_3 et très siliceux (ces deux échantillons répondent à la définition des phtanites donnée par L. Cayeux, 1929 ; 90 % de SiO_2 et 1 % d'Al_2O_3), les silexites argileuses de l'Adrar constituent une famille homogène renfermant en moyenne 70 % de SiO_2, 12 % d'Al_2O_3 et 2 % de CaO + MgO. La teneur en silice libre, calculée en supposant que la totalité de l'argile est de l'illite (ce qui est grossièrement vrai) de formule :



TENEURS COMPARÉES EN SiO_2, Al_2O_3 et CaO + MgO DES ROCHES SILICEUSES DE L'ADRAR (CO_2 et CO_3), DU NORD DE LA SÉRIE D'AKJOUJT (M. DEYNOUX, 1966) ET DE L'AFOLLÉ (C. BENSE, 1964)

Figure 115

$$OH_2\ Al_2\ Si_{4-x}\ Al_x\ O_{10}$$
$$\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\quad |$$
$$\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\quad K_x$$

en prenant pour x la valeur moyenne de 0,625 (G. Millot, 1964, p. 20), varie de 40 % à 89 % ; elle est en moyenne de 55 %.

Ces roches sont chimiquement très voisines de celles décrites par C. Bense (1964) dans l'Afollé et par M. Deynoux (1966) sur le front nord de la série d'Akjoujt (fig. 115). Nous verrons, dans le chapitre consacré aux corrélations, qu'elles sont synchrones et qu'elles constituent un des meilleurs fils directeurs de la géologie du bassin de Taoudeni.

- le fer

Dans CO_1, de l'*hématite* et de la *limonite* sont associées aux argiles et aux carbonates dans le ciment des grès. Dans les roches franchement carbonatées cette pigmentation a tendance à se concentrer dans les lits les plus riches en minéraux détritiques. La *magnétite* est assez fréquente au centre des amygdales d'hématite ; la *pyrite* est rare.

Dans les silexites argileuses de CO_2 et de la base de CO_3, la teneur en Fe_2O_3 (tableau d'analyses chimiques 4) varie de 1,24 % à 9,68 % ; elle est en moyenne de 4 %. L'hématite et la limonite forment de fines granulations disséminées dans toute la roche ; la magnétite est souvent présente en amygdales étirées dans la stratification ; la pyrite est rare.

- les sulfates

La *barytine* joue un rôle important dans le groupe de Bthaat Ergil. Dans CO_1 (fig. 110) elle constitue soit des concrétions centimétriques, soit des enduits pelliculaires, soit encore un ciment ténu seulement visible au microscope. C'est sous ce dernier faciès qu'elle apparaît dans CO_2 et CO_3.

Dans CO_1 la barytine est surtout abondante dans les faciès carbonatés de CO_1,12 et CO_1,15 et dans les grès carbonatés fluvio-glaciaires de CO_{14} (coupe 36 de Nouatil). Ses conditions de formation semblent donc assez étroitement liées à celles des carbonates. Ceci ne doit pas nous surprendre si l'on se rappelle que la précipitation du baryum, du calcium et du magnésium est en partie sous la dépendance du phénomène de formation de saumures au front du glacier. La barytine est également présente en petites quantités dans la "tillite supérieure" CO_1,9 à 11 et, avec doute, dans CO_1,1. Elle semble par contre absente de CO_1,3 à 5 qui, nous l'avons vu, se sont probablement sédimentés lors d'une phase de recul de l'inlandsis.

De ces quelques remarques nous pouvons conclure, qu'à de rares exceptions près, la barytine est, dans CO_1, étroitement associée aux faciès carbonatés. De plus elle a tendance à se localiser dans les horizons supérieurs qui représentent probablement des sédiments périglaciaires ou proglaciaires (CO_1,14) déposés lors du retrait définitif du glacier.

- les phosphates

Les *phosphates*, probablement de *calcium*, sont présents à l'état diffus dans certains niveaux de grès conglomératiques de CO_1 et dans la quasi-totalité des échantillons de silexite argileuse de CO_2 et CO_3. Ils ont été identifiés par la réaction au molybdate d'ammonium, mais n'ont pas pu être localisés dans les lames minces où ils sont probablement intimement liés au fond siliceux.

d) Caractères de la phase organique

Les silexites de CO_2 et CO_3 renferment des restes de Spongiaires (pl. photo. XVIII A et B) et sont, au moins pour une partie d'entre elles, d'origine biochimique.

C - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

Les silexites argileuses de CO_2 et de la base de CO_3 renferment très souvent des débris de Spongiaires. Dans trois des échantillons étudiés TA 319, 1356 et 1362, appartenant tous à CO_2, les spicules sont suffisamment nombreux pour que ces roches méritent d'être appelées des *spongolites argileuses*.

Les spicules d'Eponges siliceuses (fig. 116 et pl. photo. XVIII A) sont en général de petite taille (diamètre moyen 50 µ). Le canal est souvent difficile à discerner lorsqu'il n'est pas rempli de glauconie ou d'hématite ; il peut être de grande taille (TA 319) ou de petite taille (TA 1357). H.J. Carter (*in* : L. Cayeux, 1931) signale que de nombreux spicules dragués à d'assez grandes profondeurs présentent des traces de corrosion à la surface et sur le pourtour du canal. Le spicule est alors réduit à une grosse cavité centrale ceinturée d'une fine thèque. Cette cavité centrale peut servir à ce moment-là de centre d'attraction pour les néoformations de glauconie, de fer, de carbonates, de phosphates et de silice. Plusieurs lames minces montrent des spicules pluri-axiaux (fig. 116).

Les spicules d'Eponges calcaires (fig. 117 et pl. photo. XVIII B) sont en général de plus grosse taille que leurs homologues siliceux (diamètre moyen 80 µ). Très souvent, les sections transverses ne sont pas circulaires ce qui, d'après E. Haeckel et W.J. Sollas (*in* : L. Cayeux, 1931), est fréquent chez les Calcisponges ; elles ont des formes variées de bâtonnets, d'os, de cellules végétales. La thèque nette, épaisse de 3 à 5µ est constituée de calcite limpide ; l'intérieur est souvent rempli par de l'hématite. Le canal central, pas toujours visible et de taille variable, est souvent occupé par de la calcite limpide, des chlorites vertes ou de l'hématite.

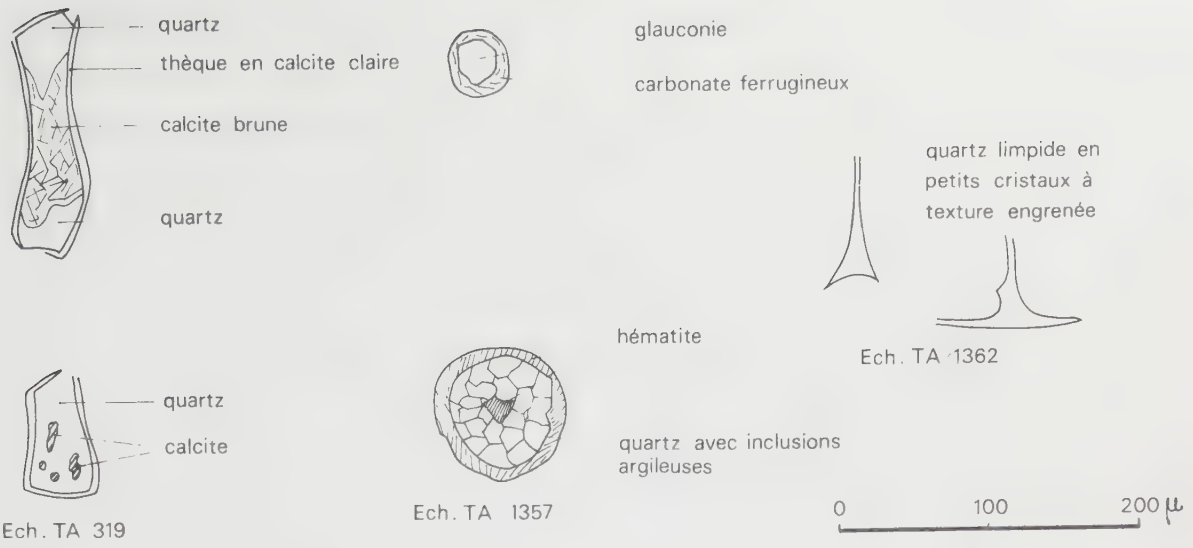
Si les Spongiaires sont les organismes dominants dans les roches siliceuses de CO_2 et de CO_3, il est difficile d'affirmer qu'aucun autre groupe n'y est représenté. Certaines balles de 100 à 150 µ de diamètre occupées par du quartz recristallisé pourraient être des sections de Radiolaires. Enfin il faut noter la convergence de forme qui existe entre certaines sections de spicules d'Eponges calcaires en forme de bâtonnets ou de boîtes et les valves de Diatomées.

M. Deynoux (1966, p. 29 et pl. IV) a signalé, dans les phtanites argileuses du front nord de la série d'Akjoujt, niveau synchrone de CO_{2-3}, un Radiolaire probable, de 195 µ de longueur, de forme ovoïde, éclaté à une extrémité.

D - CONCLUSIONS

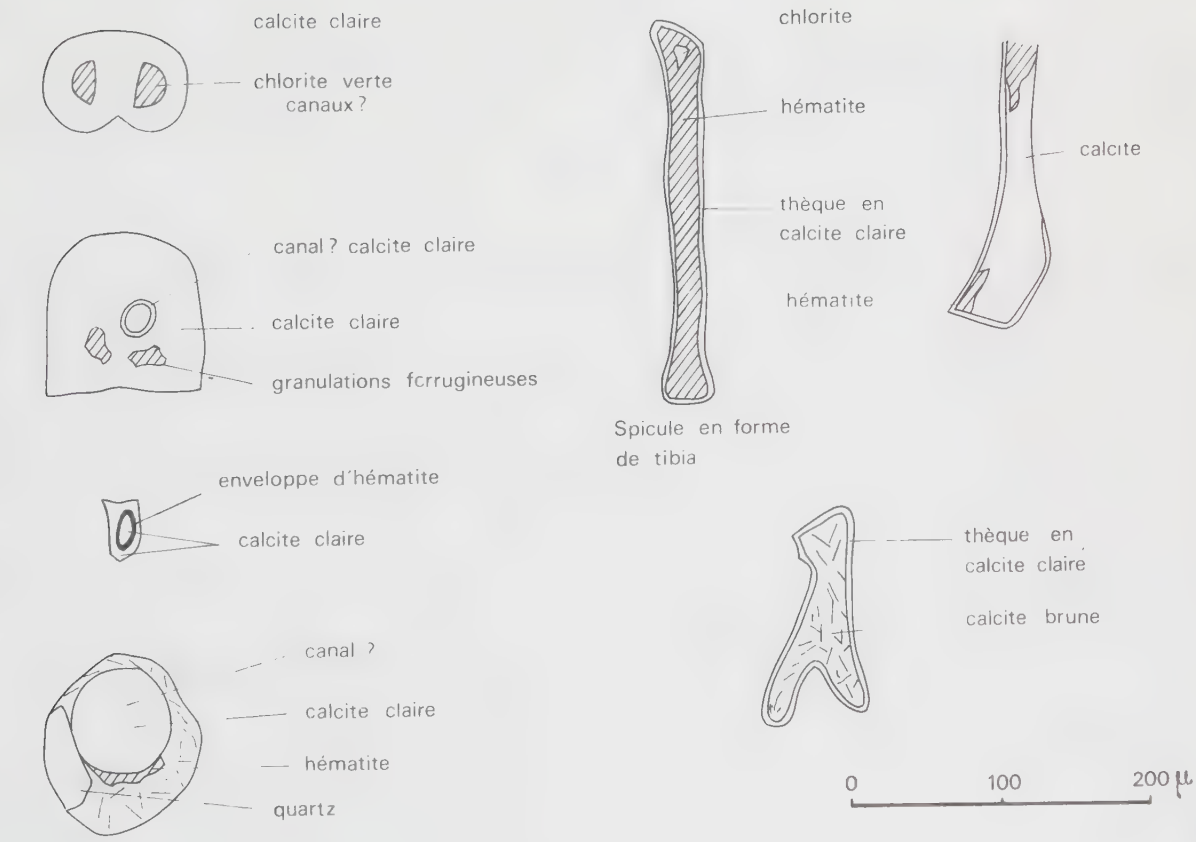
1) CO_1

L'étude de ces quelques coupes nous a permis de compléter l'inventaire des principaux faciès glaciaires de l'Adrar débuté dans les Jbeliat. La coupe 36 de Nouatil montre notamment des grès grossiers à microconglomératiques carbonatés, à barytine et à stratifications obliques à feuillets courbes (CO_1,14) qui sont, par leur seul faciès, caractéristiques de la sédimentation en



Spicules d'éponges siliceuses, rarement calcaires, dans les silexites et spongolites argileuses de CO_2

Figure 116



Spicules d'éponges calcaires dans une intercalation de calcaire siliceux de CO_3

Figure 117

zone proglaciaire. Cette même coupe nous a permis de compléter, vers le haut, la série stratigraphique ébauchée dans les Jbeliat.

L'étude des niveaux conglomératiques (tillites) à ciment gréso-argilo-carbonaté (CO_1,10 ?) dans les coupes 38 et 39 de Lekhleïgate et d'Aguinjob montre :

- l'abondance des galets striés ; la plupart des galets de grès très fin et de siltstone micacés verdâtres sont striés alors que les galets de socle ou de roches carbonatées ne le sont qu'exceptionnellement. On saisit toute l'importance que peut avoir la nature pétrographique des matériaux : elle intervient lors de la formation des stries, mais également lors des processus de fossilisation. Certains matériaux comme les silexites, les siltstones, pétrographiquement assez homogènes, à granulométrie fine, prennent beaucoup mieux les stries que les matériaux constitués de minéraux de taille et de dureté différentes (granite, gneiss, amphibolites...). Cette distinction se retrouve lorsqu'on aborde le problème de la conservation de ces empreintes glaciaires.
- que les galets de socle sont, en gros, aussi nombreux que ceux de roches sédimentaires. Ce rapport ne paraît pas varier quand on se rapproche du socle.
- que, dans la coupe d'Aguinjob, l'orientation des galets de CO_1,10 présente deux pics nets en gros perpendiculaires, ce qui est classique dans les dépôts tillitiques (fig. 99).

D'une façon générale, le minéral argileux dominant dans les formations glaciaires de CO_1 est l'illite et ceci quelque soit le faciès considéré.

Enfin le mur de CO_1, en général subhorizontal, devient irrégulier dans la région de Nouakane où le groupe de Bthaat Ergil vient buter sur un paléorelief de socle qu'il ne peut franchir.

2) CO_2 et CO_3

On insistera sur l'étude de ces niveaux supérieurs qui étaient très mal représentés dans les Jbeliat.

Les silexites argileuses, qui renferment parfois des débris de Spongiaires, et les spongolites argileuses possèdent un certain nombre de caractères communs qui sont :

- la présence constante de carbonates, essentiellement de la calcite qui forme en moyenne 4 % de la roche en poids et jusqu'à dix fois plus dans certains échantillons.
- l'importance des minéraux argileux, et notamment des illites associés à des chlorites et des interstratifiés à 14 Å qui sont responsables du débit en plaquettes de ces roches ; cette forte proportion d'argiles, associées à quelques plagioclases, explique les fortes teneurs en Al_2O_3, jusqu'à 14 % (fig. 115 et tableau d'analyses chimiques 4).
- la présence quasi constante de phosphate, probablement de calcium, à l'état diffus, uniquement décelable par la réaction au molybdate d'ammonium.
- la présence de glauconie authigène dans un échantillon indiquant qu'au moins une partie de ces roches siliceuses s'est déposée en mer.
- l'abondance de la silice libre qui forme en moyenne 55 % du poids de la roche, mais qui peut monter jusqu'à environ 90 %.
- la présence de Spongiaires, à notre connaissance signalée pour la première fois en Adrar. Ces

organismes sont parfois suffisamment abondants pour que certains niveaux puissent être appelés des spongolites argileuses.

Cette épaisse accumulation de silexites et de spongolites argileuses (de 15 à plus de 50 m) pose l'habituel problème de toutes les séries siliceuses : quelle est l'origine de cette silice ? Nous retiendrons trois hypothèses que nous allons examiner successivement :

Les formations siliceuses de CO_2 et CO_3 seraient un "loess remanié"

La définition du loess est à la fois descriptive et génétique. Il s'agit d'un silt, dont le diamètre moyen des particules varie de 20 à 50 μ, non stratifié, bien classé, *mis en place par le vent*. Le loess se formerait sur le continent, soit en bordure des glaciers par remaniement des produits très fins de broyage glaciaire, soit en bordure des déserts à partir des éclats de quartz nés des chocs entre les grains transportés par le vent (I.J. Smalley et C. Vita-Finzi, 1968). Pour ces auteurs les "loess de désert" seraient extrêmement rares, les dépôts fins péridésertiques ne montrant pas les caractéristiques granulométriques et minéralogiques des loess.

	Near Galena Illinois	Near Dubuque, Iowa	Vicksburg, Mississipi	Kansas City, Missouri	Peorian loess	Villejuif, Paris	Kansu, China
SiO_2	64,61	72,68	60,69	74,46	75,07	59,46	59,30
Al_2O_3	10,64	12,03	7,95	12,26	10,21	7,54	11,45
Fe_2O_3	2,61	3,53	2,61	3,25	2,24	2,42	2,32
FeO	0,51	0,96	0,67	0,12	0,43	0,71	1,55
MnO	0,05	0,06	0,12	0,02	0,06	0,07	
MgO	3,69	1,11	4,56	1,12	1,03	0,87	2,29
CaO	5,41	1,59	8,96	1,69	1,78	12,25	8,35
Na_2O	1,35	1,68	1,17	1,43	0,89	1,16	1,80
K_2O	2,06	2,13	1,08	1,83	1,87	1,63	2,17
H_2O	2,05	2,50	1,14	2,70	4,22	4,06	0,96
TiO_2	0,40	0,72	0,52	0,14	0,68	0,78	0,60
P_2O_5	0,06	0,23	0,13	0,09	0,29	0,12	0,20
CO_2	6,31	0,39	9,63	0,49	0,62	9,24	8,94
C, organic	0,13	0,09	0,19	0,12			
SO_3	0,11	0,51	0,12	0,06	0,40		0,20
Cl	0,07	0,01	0,08	0,05	0,06		
	100,06	100,22	99,62	99,83	99,95	100,31	100,03

Tableau XXII : Composition chimique des loess, d'après J.K. Charlesworth (1966, p. 512).

Ces résultats sont confirmés par les expériences de Ph.H. Kuenen (1960 et 1969) qui pourtant, sur un point précis, s'oppose aux conclusions de I.J. Smalley et C. Vita-Finzi. Selon Ph.H. Kuenen les particules de la taille des silts jouent un rôle négligeable dans l'érosion éolienne. La désagrégation par le vent de grains de quartz engendre essentiellement une fine poussière où dominent les particules de taille inférieure à 2 μ. Seule la désagrégation des feldspaths, minéraux plus fragiles, pourrait produire un pourcentage appréciable de silt.

En conclusion, pour Ph.H. Kuenen (1960 et 1969), l'érosion éolienne est incapable d'engendrer des loess. Par contre, et sur ce point il rejoint les conclusions de I.J. Smalley et C. Vita-Finzi, l'érosion glaciaire est un grand fournisseur de silts.

Du point de vue granulométrique les silexites et spongolites argileuses de l'Adrar n'entrent pas dans le cadre de la définition du loess donnée ci-dessus. La majorité de la silice n'est pas sous une forme détritique (silt) mais sous une forme chimique (quartz cryptocristallin). Par contre les intercalations silteuses s'en approchent, bien que la taille des détritiques soit souvent supérieure à 50-60 , quelques grains dépassant même 100 μ.

Du point de vue composition chimique, les roches siliceuses de l'Adrar sont très voisines des loess (tabl. XXII d'après J.K. Charlesworth, 1966, p. 512). Les silexites et spongolites argileuses de l'Adrar sont légèrement plus siliceuses, un peu plus pauvres en carbonates, la teneur en Fe_2O_3 et Al_2O_3 étant en gros identique.

Le fait que les roches siliceuses de CO_2 et CO_3, en Adrar, soient, au moins en partie, marines n'est pas incompatible avec la notion de loess. J.D. Raeside (*in* : I.J. Smalley et C. Vita-Finzi, 1968) a signalé, dans l'île sud de la Nouvelle-Zélande, des spicules d'Eponges dans un loess sédimenté en mer, non loin de la côte.

En conclusion cette hypothèse de "loess remanié" ne résout pas le problème de l'origine de la silice cryptocristalline de CO_2 et CO_3. Il n'en reste pas moins que les particules détritiques de la taille des silts et les phyllites pourraient dériver d'un loess, par remaniement.

b) La silice provient du lessivage du continent

Le devenir de la silice au cours de l'altération continentale a été étudié de façon très claire par G. Millot (1964) et plus récemment par G. Pedro (1968). D'après ce dernier auteur, une élimination importante de la silice lors de l'altération chimique d'un matériau silicaté ne se produit que sous les climats tropicaux ou intertropicaux. Dans ce cas le départ de SiO_2 conduit, dans un premier temps, à la formation dans l'horizon éluvial d'argiles à une seule couche de silice du type kaolinite ; dans un second temps, quand la teneur en SiO_2 devient très faible, à la formation d'oxydes et d'hydroxydes d'aluminium.

Sous tous les autres climats, l'élimination de la silice est faible. Sous les climats froids, exemple qui nous intéresse plus particulièrement, la désagrégation mécanique domine dans les régions recouvertes par les glaces. Dans les zones circumglaciaires, en présence d'une végétation de lichens, de mousses et de conifères (très probablement absente à la fin du Précambrien supérieur), les eaux se chargent en acides organiques capables de complexer l'aluminium ; on assiste alors à un départ important de Al_2O_3, supérieur à celui de SiO_2. C'est le phénomène de podzolisation ; le niveau éluvial n'est plus constitué que par de la silice pure.

Ce schéma nous montre que la silice de CO_2 et CO_3 ne provient probablement pas du lessivage du continent.

c) La silice est d'origine volcanique

Cette hypothèse ne peut s'appuyer sur aucun fait d'observation direct. Les silexites et spongolites argileuses de l'Adrar ne renferment ni débris de roches volcaniques ni feldspaths très nombreux qui pourraient être raisonnablement interprétés comme des indices d'un volcanisme proche dans le temps et dans l'espace (on notera cependant la présence de plagioclases dans la plupart des échantillons).

L'abondance du manganèse, visible macroscopiquement sous forme de dendrites, et identifié qualitativement lors du dosage de SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3, est considéré par certains auteurs comme l'indice d'un volcanisme lointain ; il convient d'examiner ce point en détail. Selon P. Routhier (1963) les concentrations de manganèse (pour CO_2 et CO_3 on ne peut guère parler de concentration, le manganèse ne représentant que quelques % en poids) dans les roches sédimentaires sont de deux types :

. le type oxydo-carbonaté, à la base des séries transgressives à dominante siliceuse

Le manganèse sous forme de pyrolusite, de psilomélane et de manganite associés à du quartz, des feldspaths, de l'opale, de la barytine et de la glauconie se trouve dans des gaizes ; le contexte lithologique est donc voisin de celui de CO_{3-2} en Adrar. Le manganèse dérive de l'altération d'un substratum granitique ; les minerais oxydés se déposent près du rivage, les minerais carbonatés et les sulfures dans les zones plus profondes, pauvres en oxygène.

. le type lié à des coulées volcaniques

Le manganèse est associé à des coulées de basalte, d'andésite, ou de spillite, le plus souvent dans un contexte géosynclinal, mais parfois, comme dans le Précambrien III du Maroc, dans un contexte de bassin épicontinental (A. Emberger et G. Pouit, 1966).

Toutefois, K. Boström (1970), en étudiant une carotte prélevée dans la mer des Caraïbes, a remarqué un enrichissement en manganèse des sédiments déposés durant les périodes glaciaires. Le thermomètre utilisé pour distinguer périodes glaciaire et interglaciaire est le rapport O^{18}/O^{16}. Le pourcentage de manganèse peut être multiplié par 10, dépassant 1 % ; cet enrichissement en Mn s'accompagne d'un accroissement sensible de CO_3Ca et Cu. Ces résultats sont en accord avec ceux fournis par E.E. Angino (1966) sur les sédiments tillitiques du pourtour de l'Antarctique et qui sont formés par lâcher de matériaux par les icebergs. Les causes de ce phénomène restent obscures et les tentatives d'explication de K. Boström (1970) sont peu satisfaisantes :

- accroissement de l'altération continentale provoquée par la forte pluviométrie enregistrée aux basses latitudes.
- remaniement de dépôts latéritiques formés pendant les interglaciaires.
- extraction complète du manganèse contenu dans l'océan.

Il n'en reste pas moins, d'après cet exemple, que certains sédiments marins déposés pendant les périodes glaciaires quaternaires peuvent être caractérisés par une teneur anormalement forte en manganèse.

Les quelques % de manganèse des silexites et spongolites argileuses de l'Adrar ne constituent donc pas un argument décisif en faveur d'un volcanisme Précambrien terminal ; ce manganèse peut tout aussi bien provenir de l'altération du socle précambrien de la Dorsale reguibat, riche en massifs granitiques, ou bien avoir une origine "climatique".

Le problème de l'origine de la silice de CO_2 et CO_3 reste donc entier ; une origine volcanique est possible mais reste à démontrer. Dans le paragraphe consacré aux corrélations avec les régions voisines nous aurons l'occasion de signaler, en plusieurs endroits, l'existence d'un volcanisme plus ou moins synchrone de la tillite de la fin du Précambrien supérieur et d'autant plus important que l'on se rapproche de la ceinture mobile des Mauritanides (Sénégal oriental par exemple). Il est donc possible que la silice de CO_2 et CO_3 soit, en Adrar, liée à un volcanisme acide. Cette région, éloignée des foyers d'émission n'aurait reçu que des produits fins, essentiellement des cendres. Dans ces conditions, il est difficile de démontrer l'origine volcanique de tels matériaux.

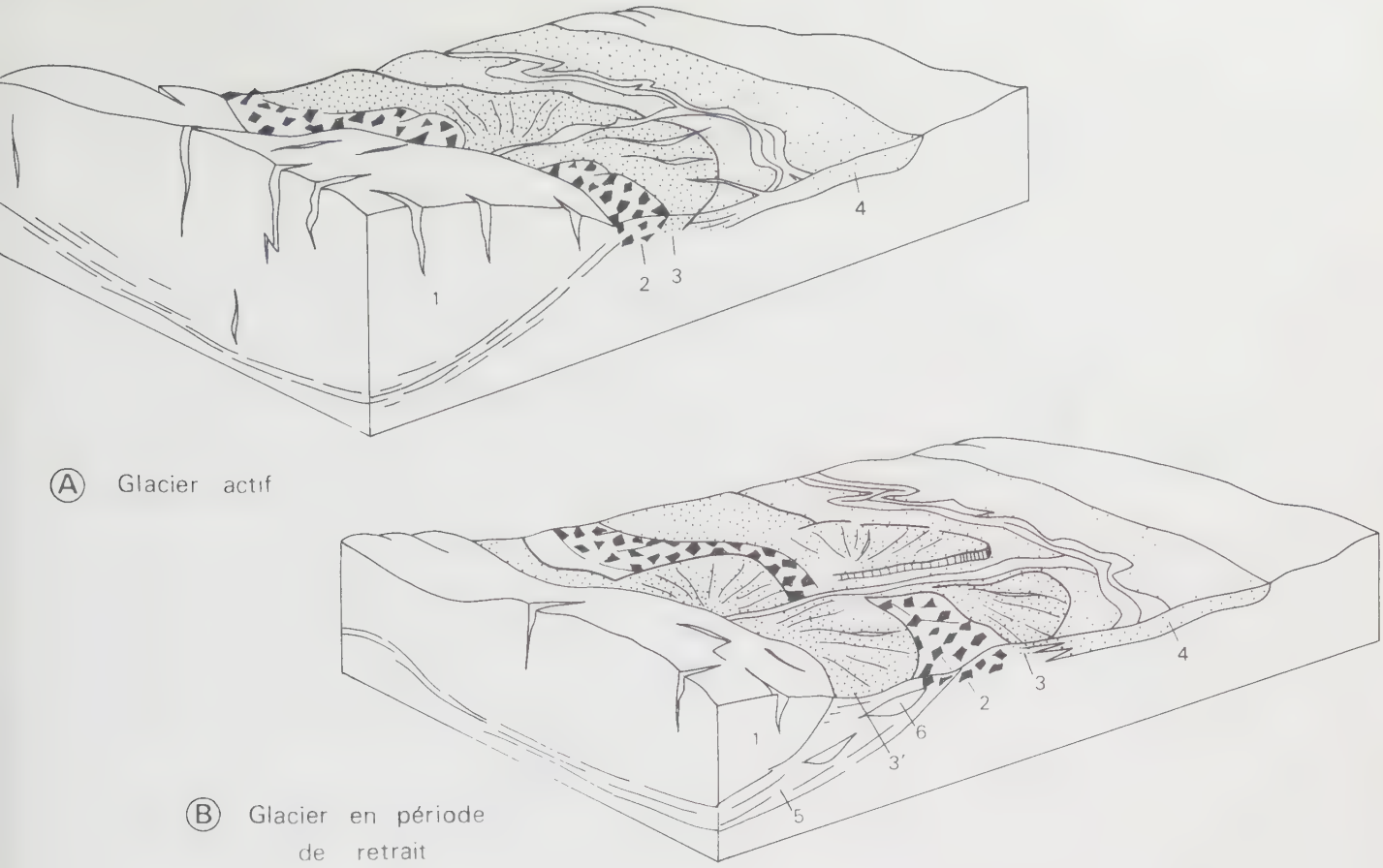


Figure 118 : Dépôts au front d'un glacier d'après P. WOLDSTEDT *in* P. ROGNON, O. de CHARPAL, B. BIJU-DUVAL et O. GARIEL (1968)

1 : Glacier 2 : Moraine de poussée 3 et 3' : Cônes proglaciaires 4 : Dépôts sableux et fleuve proglaciaire 5 Moraine de fond. 6 : Lentille de glace morte

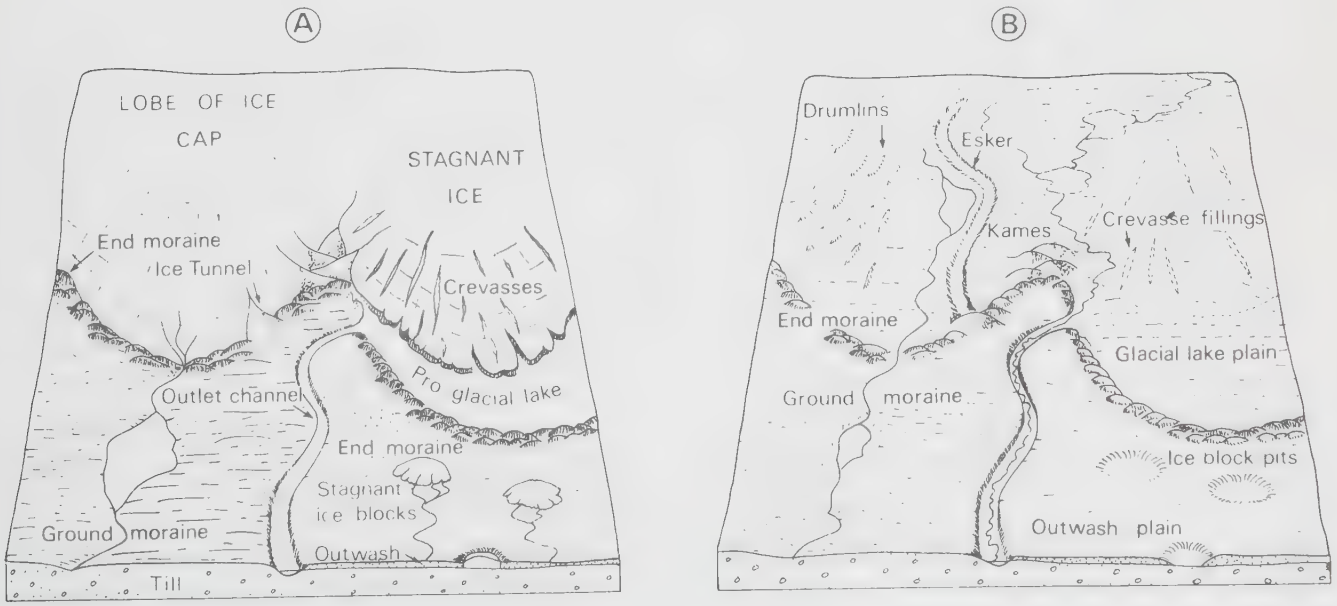


Figure 119 : Conditions régnant au front d'un glacier lors de son recul Ⓐ et après la fonte totale des glaces Ⓑ d'après J.H. ZUMBERGE (1964 , p. 178. fig. 10-18)

Une partie des minéraux détritiques de la taille des silts, abondants dans certaines intercalations de silexites silteuses et de siltstones, pourraient provenir du dépôt en mer de loess remanié.

IV - CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DU GROUPE DE BTHAAT ERGIL

1) La série stratigraphique proposée

CO_1 a été subdivisé en 16 niveaux (tabl. XXIII). Aucune subdivision n'a pu être faite dans l'ensemble CO_{3-2}.

La glaciation du Précambrien terminal de l'Adrar apparaît comme un phénomène complexe comportant plusieurs phases d'avancée et de recul de l'inlandsis. Ces pulsations des glaces ont été en partie enregistrées dans l'"ombilic" des Jbeliat. De plus, ce dernier comporte, à divers niveaux, de très beaux substratums moutonnés et striés, qui montrent que ces allées et venues s'accompagnent de ravinements et de remaniements.

2) Le milieu de sédimentation

a) CO_1

Pendant la glaciation de la fin du Précambrien supérieur, ou plus exactement pendant les périodes de maximum glaciaire, l'Adrar se situe, semble-t-il, dans la zone continentale de l'inlandsis (fig. 102), probablement non loin de sa bordure si l'on en croit l'intensité des phénomènes de ravinement. L'étude des coupes montre que ces sédiments glaciaires sont très peu épais en Adrar comme d'ailleurs sur toute la bordure nord-ouest du bassin de Taoudeni.

Dans la plupart des coupes relevées, des formations glaciaires (*s.s.*), périglaciaires ou proglaciaires se succèdent sur une même verticale. Il nous faut essayer de situer géographiquement chacune de ces formations par rapport au front des glaces. Nous avons tenté de le faire en nous inspirant des schémas théoriques fournis par P. Woldstedt (fig. 118) (*in* : P. Rognon, O. De Charpal, B. Biju-Duval et O. Gariel, 1968) d'une part, et J.H. Zumberge (1964) d'autre part (fig. 119). En fait ces schémas, qui s'inspirent essentiellement de l'étude des glaciations quaternaires européennes et nord-américaines, doivent être utilisés avec prudence en Adrar. Cependant, on peut penser que la disposition des principaux faciès glaciaires, par rapport au front des glaces, ne doit pas être foncièrement différente durant la glaciation de la fin du Précambrien supérieur.

La zone de bordure de l'inlandsis est une zone active qui évacue le surplus de glace formé au centre de la calotte glaciaire, réservoir stagnant. Les vitesses d'avancées de la glace sur le pourtour de l'inlandsis sont importantes ; les chiffres avancés pour les inlandsis actuels sont variables selon les méthodes de mesure utilisées (L. Lliboutry, 1965). La méthode des bilans, qui considère que l'inlandsis est en équilibre et que les précipitations sont intégralement évacuées, conduit à des vitesses de 160 m/an à 100 km de la côte et de 0 m/an à 520 km de la côte. Les méthodes de datation au C_{14} et de dosage de O_{18} sur des icebergs (la teneur en O_{18} permet de déterminer la température de formation de la glace et par conséquent les coordonnées géographiques de son point de formation à l'intérieur de l'inlandsis) ont donné des vitesses plus importantes de l'ordre de 300 m/an à 90 km de la côte et de 126 m/an à 460 km. Ces vitesses expliquent l'impor-

CAMBRIEN ET BASE DE L'ORDOVICIEN

Précambrien supérieur 280 m dans la coupe 34 de Bthaat Ergil

GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR CO_4 - CO_8

Nomenclature Th. Monod (1952)					Données paléoclimatiques		
					Glaciaire	Proglaciaire	Périglaciaire
				TRANSGRESSION DISCORDANCE LOCALE			
Schistes C_{15}	CO_3	18	silexites argileuses et silteuses et shales verts de Goure Teniagouri 0 à 187 m				?
Phtanites de Jraïf C_{14}	CO_2	17	silexites argileuses à Spongiaires et intercalations de siltstones et spongolites argileuses de Bthaat Ergil 0 à 51 m				?
+ calcaires des Agmeïminat C_{13}	Jbeliat CO_1 (5 à 55 m)	16	shale micacé, vert et mauve, à rares intercalations de siltstone et de grès très fin 0 à 25 m				?
		15	dolomie à calcaire dolomitique vert, mauve, brun, à rognons de barytine et cristaux de marcassite hématisée 0 à 3 m				?
		14	grès grossier, microconglomératique, carbonaté, à stratifications obliques à feuillets courbes 0 à 6 m				
		13	shale ou shale silteux, micacé, mauve, à passées de siltstone ou de grès très fin 0 à 22 m				
		12	dolomie calcaire et calcaire dolomitique brun 0 à 6 m				
		11	grès conglomératique, à patine noire, à sols structurés, et à stries glaciaires (?) 0 à 3 m				
		10	shale micacé finement gréseux ou silteux, avec ou sans blocaux (tillite) 0 à 27 m				

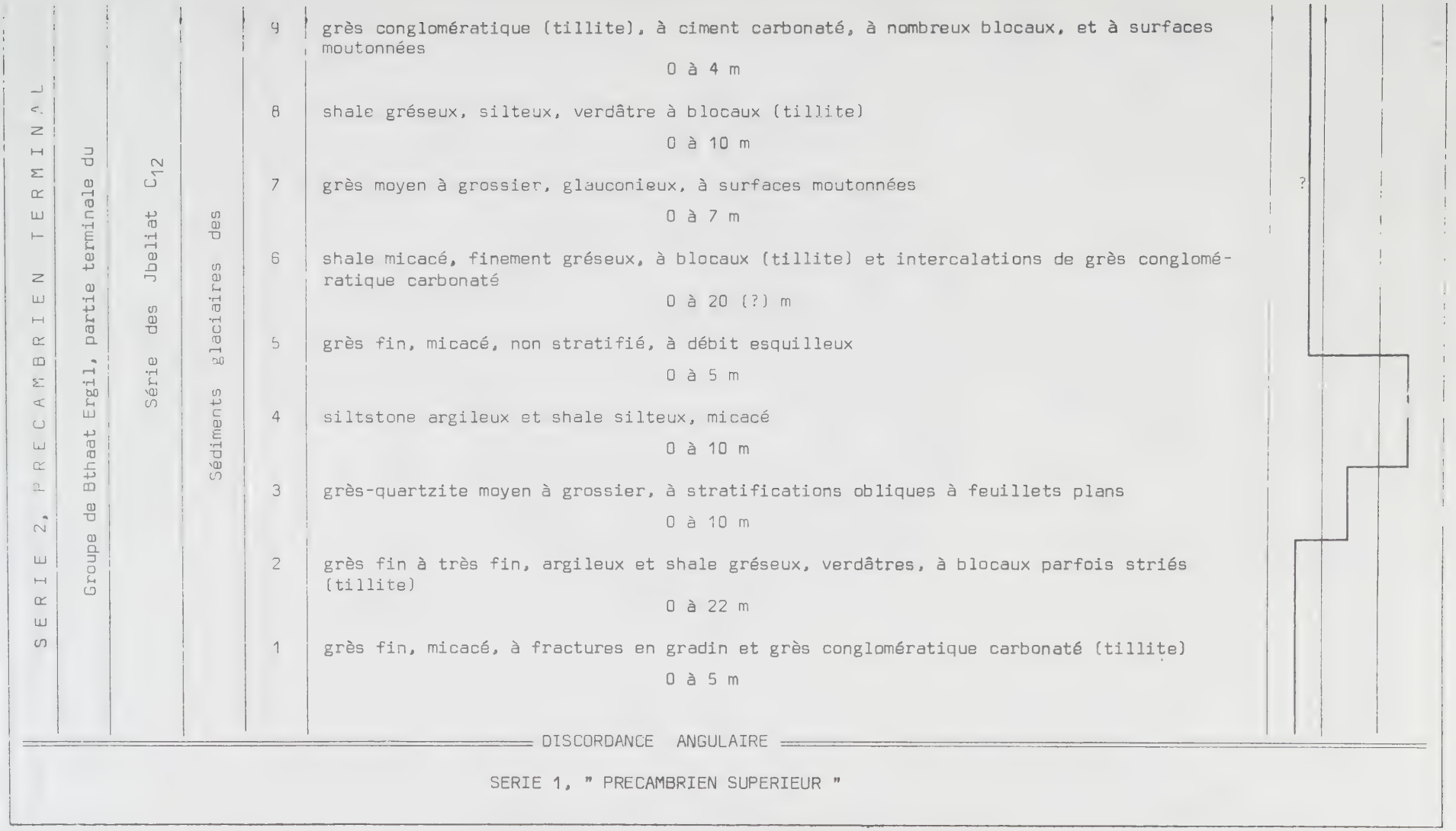


Tableau XXIII : Le groupe de Bthaat Ergil en Adrar ; données stratigraphiques et paléoclimatiques.

tance de l'abrasion mécanique sur le pourtour des calottes glaciaires et, corrélativement, la forte épaisseur des formations glaciaires.

D'autre part, un autre point important à déterminer est la polarité de l'inlandsis. En Adrar deux arguments nous permettent d'affirmer que son centre devait se situer au NNW, en direction des Iles Canaries ; ce sont :

- les stries et figures d'arrachement (*plucking* des auteurs anglo-saxons) relevées dans les Jbeliat.
- la nature pétrographique des galets, dont 50 % environ sont constitués de roches du socle et proviennent probablement des affleurements proches de la Dorsale reguibat (à ce sujet il faut remarquer qu'une vaste portion des affleurements actuels de la Dorsale reguibat était, au Précambrien terminal, recouverte par le Précambrien supérieur).

Mais ces deux arguments n'ont pas une valeur absolue. Les stries et figures d'arrachement des Jbeliat se situent dans une zone où l'inlandsis peut se diviser en de nombreuses langues distinctes dont l'orientation est variable. D'autre part la nature et la répartition des blocs erratiques doivent être interprétées avec prudence. J.C. Crowel (1964) a montré, qu'actuellement, autour du Groënland, les icebergs se concentrent sur la côte ouest, dans la zone de Disco-Bay, avant d'être entraînés vers le Sud par le courant du Labrador. Ces icebergs lâchent leurs blocs dans la zone de Davis Strait et le long de la côte nord-est du Labrador. Cette répartition géographique des blocaux pourrait faire conclure, à tort, que le Labrador, dont les zones côtières sont parsemées de blocs erratiques, est recouvert par les glaces. Ce danger peut être évité en Adrar où la majorité (sauf peut être la partie supérieure de CO_1,2) des conglomérats paraissent d'anciennes moraines remaniées plutôt que des dépôts lâchés par les icebergs. *On peut donc situer, avec une bonne probabilité, le coeur de l'inlandsis de la fin du Précambrien supérieur qui intéressait l'Adrar, quelque part au NW ou au N, en direction des Iles Canaries.*

b) CO_2 et CO_3

La signification paléoécologique et paléoclimatolotique des Spongiaires anciens est mal connue (V.J. Okulitch et S.J. Nelson, 1957). Seules les Eponges calcaires fourniraient des données bathymétriques précises, vivant à des profondeurs inférieures à 100 m, souvent voisines de 10 m (M.W. Delaubenfels, 1957) ; les eaux froides abriteraient un grand nombre d'espèces, tandis que les eaux plus chaudes (sub-tropicales) renfermeraient des individus de grande taille.

L'écologie des Eponges siliceuses est très variable selon le groupe considéré et n'est donc, en l'absence de déterminations précises, d'aucun secours dans la reconstitution des conditions de sédimentation de CO_{2-3}.

L'origine des chlorites et des interstratifiés à 14 Å chlorite-montmorillonite, qui accompagnent toujours l'illite, reste hypothétique. Souvent très fraîches en lame mince, avec des teintes de polarisation vives, les chlorites, ou au moins une partie d'entre elles, ne sont pas détritiques. Deux origines restent alors possibles : elles peuvent dériver de la transformation soit de produits volcaniques, soit, tout simplement, de phyllites détritiques.

A partir de ces quelques données, il semble qu'en Adrar, les sédiments siliceux et argilo-siliceux de CO_{2-3} se soient déposés dans une mer peu profonde, peu agitée, à salinité voisine de la normale (Eponges calcaires), constamment approvisionnée en silice, peut-être par des éruptions volcaniques lointaines. Les données pétrographiques et paléontologiques sont insuffisantes pour

que l'on puisse se prononcer sur le paléoclimat de CO_{3-2} qui, à titre d'hypothèse, a été supposé froid (tabl. XXIII).

c) Les données fournies par l'inlandsis actuel à l'Antarctique

Le continent antarctique, grossièrement centré sur le pôle sud, a une superficie d'environ 12.500.000 km^2, soit davantage que l'Europe. L'inlandsis antarctique, qui est actuellement le plus vaste du monde, occupe environ 98 % de cette surface. De plus il déborde largement sur l'océan antarctique pour former d'immenses plateformes de glaces flottantes qui sont l'une de ses principales caractéristiques. Les plateformes les plus importantes sont celles qui occupent partiellement la mer de Ross au Sud et la mer de Weddell au Nord (fig. 120) ; leur épaisseur varie de plus de 1.000 m à proximité du continent à quelques dizaines de mètres aux approches de la mer. C'est par fragmentation de ces plateformes de glace que se forment la plupart des icebergs.

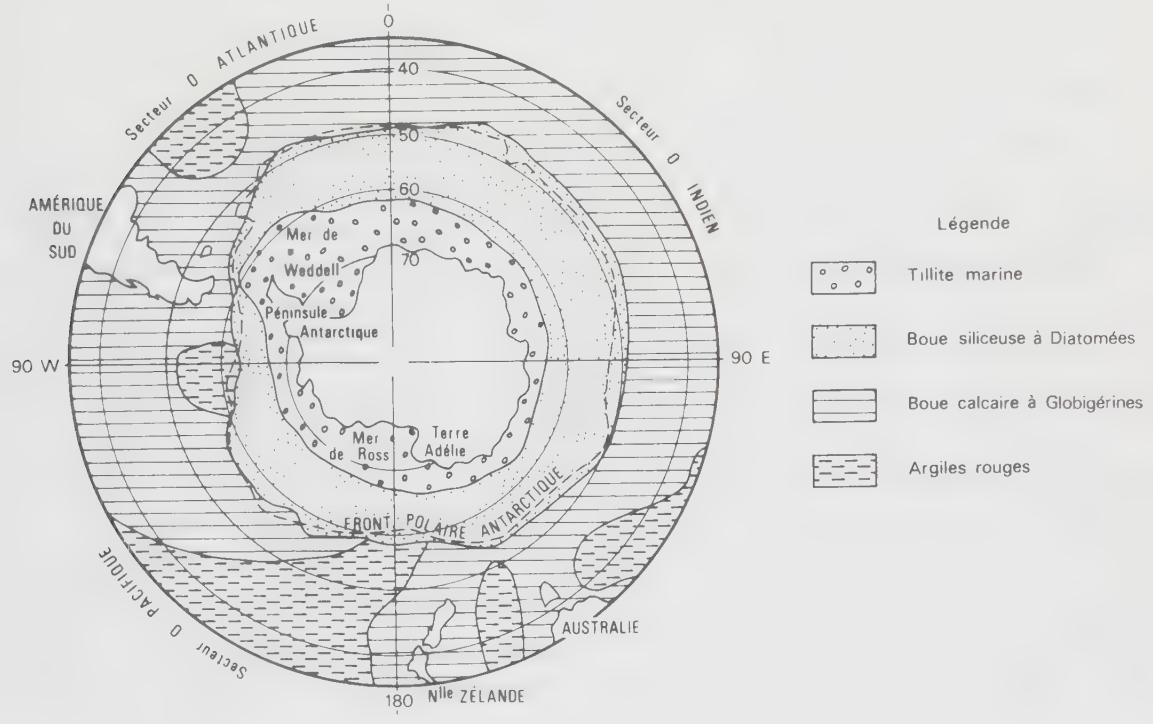


Figure 120 : Disposition des divers types de sédiments autour de l'Antarctique. D'après J.D. HAYS (1967, fig.2)

Autour de l'inlandsis et de ses émissaires, la mer est gelée : c'est la banquise qui vers le Nord, en hiver, s'étend approximativement jusqu'au front polaire et, en été, est considérablement réduite. La glace de banquise est généralement très peu épaisse, en moyenne 1 m. Sous l'effet des vagues et des courants, elle peut se fractionner puis se ressouder pour former des édifices de quelques mètres à 20 à 30 m d'épaisseur. Au-delà de la banquise, nous entrons dans le domaine parcouru par les glaçons arrachés à la banquise et par les icebergs.

Le continent antarctique est entouré par trois ceintures de sédiments de nature fort différente (E.E. Angino, 1966 ; J.D. Hays, 1967) qui sont, en s'éloignant des terres englacées : des sédiments tillitiques, des boues siliceuses à Diatomées et des boues calcaires à Globigérines voisinant avec des dépôts d'argiles rouges (fig. 120).

- *Les sédiments glaciaires*, voisins des tillites mais en général beaucoup moins grossiers, s'étendent sur une largeur de 160 à 650 km. D'après E.E. Angino (1966) et F. Mélières, B.C. Heezen, W.D. Nesteroff et G. Sabatier (1968), ils sont gris, vert olive ou brun jaune et constitués :
  - de débris de roches en moyenne de la taille des sables, ayant souvent des surfaces polies et striées (H.G. Goodell, N.D. Watkins, T.T. Mather et S. Koster, 1968), en proportion très variable, mais qui localement, sur le plateau continental, peuvent représenter 50 % de la fraction sableuse du sédiment.
  - de quartz de la taille des silts ou des sables, généralement anguleux.
  - de plagioclases, généralement andésine ou oligoclase.
  - d'argiles avec de l'illite dominante, de la montmorillonite, de la chlorite et des argiles à 7 Å qui sont soit de la kaolinite soit des septochlorites. La montmorillonite est caractéristique des sédiments glaciaires antarctiques. Elle peut être détritique comme l'illite, ou bien dériver de la transformation de matériaux volcaniques (volcanisme récent, notamment dans la région de la mer de Ross).
  - avec localement des carbonates (0 à 25 %), de la matière organique et quelques tests de Diatomées, de Radiolaires et de Spongiaires.

Ces sédiments glaciaires tillitiques sont formés de matériaux lâchés par les icebergs. Deux échantillons de sédiment transportés par des icebergs fraîchement détachés de l'inlandsis antarctique ont pu être recueillis et analysés (P. Bellair, J. Tourenq et S. Vernhet, 1964 ; D.A. Warnke et J. Richter, 1970). Dans les deux cas, il s'agit de boue graveleuse hétérogène, mal triée, où domine la classe des silts grossiers (30-60 µ). Ces boues contiennent, outre quelques débris de roches, des quartz, des feldspaths, des micas, des pyroxènes, des amphiboles, de l'épidote, des grenats et de la magnétite abondante. Les minéraux sont frais et proviennent des affleurements avoisinants du continent. Les argiles sont essentiellement de l'illite et de la chlorite. Selon D.A. Warnke et J. Richter (1970), la classe granulométrique inférieure à 2 µ est dépourvue de quartz et uniquement argileuse, ce qui tend à montrer que le glacier est incapable de produire des particules de la taille des argiles.

Les similitudes pétrographiques existant entre sédiments transportés par les glaces flottantes d'une part et sédiments tillitiques déposés autour du continent antarctique d'autre part, indiquent clairement que ces derniers sont des dépôts d'icebergs plus ou moins triés et remaniés par la mer.

Cependant l'étude des carottes montre qu'il existe une très nette différence entre les tillites marines déposées au début de la glaciation antarctique, riches en blocaux, et les actuelles qui sont pratiquement dépourvues d'éléments grossiers. De nos jours, les icebergs transportent essentiellement des silts ; les matériaux morainiques y sont très rares. Ceci revient à admettre que l'inlandsis antarctique n'érode pratiquement plus son substratum. Selon D.A. Warnke (1970), le maximum d'érosion se situerait avant le Pléistocène et, depuis cette époque, les volumes de matériaux érodés et transportés par les icebergs n'auraient fait que décroître.

- *Les boues siliceuses à Diatomées* sont caractérisées par des teneurs en SiO_2 variant de 30 à 75 % et en carbonates de 10 à 50 % (tableau XXIV).

Elles renferment quelques débris de roche de la taille des sables qui proviennent des lâchages d'icebergs. Au Nord, elles s'avancent en gros jusqu'au front polaire encore appelé

zone de convergence (fig. 120) et qui correspond à une remontée d'eaux plus chaudes ; riches en matière organique, venant compenser les départs d'eaux froides et denses qui s'écoulent vers le Nord. Dans toute la zone occupée par les boues siliceuses, les apports d'éléments nutritifs entraînent une prolifération des Diatomées associées à quelques Radiolaires.

Principaux constituants %	" Tillite "	Boue à Diatomées	Boue à Foraminifères
$CaCO_3$	0 - 25	10 - 50	70 - 95
$MgCO_3$	0 - 3	0,4 - 2	0,3 - 3
SiO_2 (amorphe)	1 - 20	30 - 75	1 - 10
C organique	0,3 - 13	0,09 - 0,4	0 - 0,4
P	0,05 - 0,07	0 - 0,06	0,02 - 0,03
N	0,001 - 0,116		
Fe	2 - 10	0,1 - 1	1 - 6
Al	4,0 - 11,1		
Mn	0,02 - 0,45	0,1 - 1	0,06 - 0,09
Ti	0 - 3	0,03 - 0,6	0,06 - 0,3
taux de sédimentation d'après A.P. Lisitzin en cm/1000 ans	0,3 - 30	0,5 - 2	0,3 - 2,6

Tableau XXIV : Eléments majeurs des sédiments pélagiques de l'Antarctique ; d'après E.E. Angino (1966).

La coïncidence de position qui existe entre l'extension des boues siliceuses d'une part et l'extension maximale de la banquise d'autre part n'est pas fortuite. C'est la frange extérieure de la banquise qui induirait la remontée des eaux plus chaudes. L'étude de 14 carottes à permis à J.D. Hays (1967) d'établir, en utilisant les faunes de Radiolaires comme chronomarqueurs, une véritable stratigraphie des boues à Diatomées. Ces boues sont épaisses en moyenne de 8 m et reposent sur des sédiments argileux à rares Diatomées qui caractérisent un tout autre type de sédimentation. En adoptant un taux moyen de sédimentation de 0,5 cm/an, J.D. Hays (1967) situe le début de la sédimentation siliceuse aux environs de 1,6 M.A. C'est à ce moment là que l'inlandsis antarctique aurait atteint l'océan entraînant la formation de glace de mer et, corrélativement, d'un courant ascendant favorisant la prolifération des organismes siliceux.

Mais les travaux récents sur les divers émissaires de l'inlandsis, et en particulier les premiers résultats des études géochronologiques, s'accordent à faire remonter beaucoup plus loin dans le temps l'origine de l'inlandsis antarctique (R.L. Armstrong, W. Hamilton et G.H. Denton, 1968 ; H.G. Goodell, N.D. Watkins, T.T. Mather et S. Koster, 1968 ; D.A. Warnke, 1970), aux environs de 4 à 5 M.A., soit au milieu du Pliocène. Depuis cette époque, le pouvoir d'abrasion de l'inlandsis n'aurait fait que décroître. La sédimentation siliceuse semble donc plus ancienne que ne le pense J.D. Hays (1967). Les boues siliceuses à Diatomées sont localement transgressives vers le Sud sur les sédiments tillitiques et vers le Nord sur les boues calcaires et les argiles rouges. Ces fluctuations sont interprétées comme l'écho de petites variations climatiques amenant la montée ou la descente de l'isotherme 0° de quelques degrés vers le Nord ou le Sud. Dans certains exemples, cette hypothèse a pu être confir-

mée par les indications paléoclimatiques fournies par les faunes.

Les boues calcaires et les argiles rouges constituent la ceinture la plus externe qui s'étend largement au Nord du parallèle 40°. Ces boues, riches en Foraminifères et notamment en Globigérines, contiennent de 70 à 95 % de carbonates (tabl. XXIV). Les boues calcaires occupent en général les zones les moins profondes, tandis que les argiles rouges tapissent les dépressions. Les boues calcaires contiennent, comme leurs homologues siliceuses, de rares débris de roches de la taille des silts et des sables, lâchés par les icebergs.

La sédimentation du groupe de Bthaat Ergil en Adrar présente de fortes ressemblances avec celle de l'inlandsis antarctique. *Le modèle antarctique peut donc nous aider grandement à interpréter la glaciation de la fin du Précambrien supérieur en Adrar de Mauritanie, mais aussi dans tout l'Ouest africain.* La succession sédiments tillitiques, boues siliceuses et boues calcaires qui ceinture l'Antarctique se retrouve sur une verticale en Adrar où cependant les dépôts carbonatés sont situés *sous* les formations siliceuses. En Adrar, comme en Antarctique, les boues siliceuses sont nettement carbonatées, riches en manganèse et renferment des organismes à test siliceux. Cependant, en Adrar, CO_I est en majorité continental.

Les dépôts siliceux à Spongiaires (Adrar) ou Radiolaires (?) (Akjoujt) représentent peut-être, comme en Antarctique, une sédimentation marine au large d'un inlandsis. Dans cette hypothèse, les silexites CO_2 correspondraient à une phase de retrait de l'inlandais stationné plus au Nord (fig. I25).

Si l'on applique à CO_{2-3}, considéré comme entièrement siliceux, le taux de sédimentation donné par E.E. Angino (1966) d'après A.P. Lisitzin (tabl. XXIV), on aboutit à une durée de sédimentation de l'ordre de 20 M.A., chiffre qui est valable pour l'ensemble du groupe de Bthaat Ergil, CO_1 représentant certainement un temps de sédimentation court.

L'exemple de l'inlandsis antarctique nous fournit d'autre part des données générales fort intéressantes sur l'évolution d'un inlandsis. L'érosion glaciaire semble passer par un maximum puis décroître lentement. L'Antarctique aurait atteint actuellement son stade de maturité. Ceci montre qu'il n'existe pas de rapport simple entre l'extension de la calotte glaciaire, liée à la vigueur du climat, et l'importance de l'érosion et donc de la sédimentation. L'activité réduite de l'inlandsis antarctique actuel n'a pas une origine climatique. La leçon est à retenir ; elle montre que le passage sur une verticale d'une tillite à un sédiment de type périglaciaire par exemple ne correspond pas nécessairement à un réchauffement du climat.

- *La précipitation de la barytine à la lumière des données sédimentologiques actuelles.*

En Adrar, la barytine se rencontre un peu partout dans le groupe de Bthaat Ergil, mais surtout associée aux niveaux carbonatés qui précèdent les silexites de CO_2. Ces dépôts de barytine ne sont pas propres à l'Adrar, ils se retrouvent dans tout l'Ouest-africain au point de former, associés aux roches carbonatées, un véritable chrono marqueur .

Il existe deux grands types de dépôts de barytine (E.D. Goldberg, B.L.K. Somayajulu, J. Galloway, I.R. Kaplan et G. Faure, 1969). Le premier, continental, est généralement lié à la sédimentation confinée lacustre. Le second est marin. La barytine s'y présente sous forme de nodules, assez fréquents dans les grands fonds océaniques où ils sont interprétés comme le résultat de l'interaction entre les sulfates des sédiments et le baryum apporté par les arrivées d'eaux magmatiques.

En réalité le problème de la précipitation de la barytine dans l'océan est complexe et discuté. Pour certains, il pourrait s'agir d'une simple précipitation chimique, pour d'autres elle serait liée à l'activité biologique. Essayons de voir ce qu'il en est, notamment à la lumière des études récentes de K.K. Turekian et D.G. Johnson (1966) et J.D. Burton, N.J. Marshall et A.J. Phillips (1968).

L'eau de mer renferme en moyenne de 10 à 20 µg/l de Ba. Pour savoir si ce baryum peut précipiter, il est important de connaître si la mer est sous-saturée ou sursaturée en Ba. J.D. Burton, J.J. Marshall et A.J. Phillips (1968) ont montré qu'un litre d'eau de mer à 20° pouvait dissoudre 81 µg de SO_4Ba, soit 48 µg de Ba. *L'eau de mer est donc très nettement sous-saturée en baryum*, ce qui infirme l'hypothèse, parfois avancée, d'une précipitation chimique de Ba.

Il nous reste maintenant à examiner la répartition du baryum dans les océans. D'une manière assez générale, la concentration en baryum croît avec la profondeur. Dans les premières centaines de mètres sous la surface, on observe souvent une diminution de la concentration liée à l'abaissement de la température, tandis que plus profondément, sous l'influence de la pression, la solubilité de Ba s'accroît sensiblement (T.J. Chow et E.D. Goldberg, 1960). Par contre, la concentration en Ba des eaux ne paraît pas être liée à celle des sédiments sous-jacents.

Plusieurs auteurs ont cru pouvoir mettre en corrélation concentration en baryum et activité organique. Ceci, d'une part, parce que certains organismes sont capables de concentrer le baryum (H.J.M. Bowen, 1956) et d'autre part parce qu'il existe quelques similitudes entre la répartition du baryum et celles de certains nitrates et phosphates. Les nombreuses mesures faites par K.K. Turekian et D.G. Johnson (1966) infirment cette hypothèse, sauf peut-être pour la pellicule d'eau superficielle dont l'appauvrissement en Ba pourrait être imputé à l'importance des phénomènes biologiques.

La prospection systématique des divers océans a permis de mettre en évidence un secteur particulier, celui du SE de l'Océan Pacifique et de l'Océan Antarctique où la teneur en Ba des eaux est en gros normale (21 µg/l) mais où par contre *la totalité des sédiments, quelque soit leur nature pétrographique, contient de fortes teneurs en Ba, en moyenne de l'ordre de 8000 p.p.m.*, alors que, par comparaison, les argiles rouges déposées dans l'Atlantique n'en contiennent que 600 p.p.m. La concentration des eaux océaniques restant normale, la source du baryum est nécessairement locale. C'est probablement le continent antarctique. Cependant il est impossible d'affirmer que cet excédent de baryum est lié au phénomène glaciaire. Il pourrait tout aussi bien, par exemple, être d'origine volcanique.

En Adrar, dans le groupe de Bthaat Ergil, le baryum peut provenir de l'érosion du socle ancien ou des roches carbonatées à Stromatolites de la série 1, qui peuvent l'un et l'autre renfermer de petites quantités de Ba et de Sr, mais aussi, comme dans l'Antarctique, de phénomènes volcaniques.

Bien que l'origine du baryum ne soit élucidée ni en Adrar, ni dans l'Antarctique, il n'en reste pas moins que la présence de barytine est un caractère commun supplémentaire qui renforce l'analogie entre ces deux exemples de sédimentation glaciaire.

3) Corrélations

En fait il ne s'agit pas d'établir des corrélations précises, mais plutôt de répertorier et de décrire sommairement les équivalents du groupe de Bthaat Ergil sur le pourtour du bassin de

Taoudeni et dans le NE du bassin voltaïen. En effet dans le bassin de Tindouf, et notamment au Zemmour (J. Sougy, 1964), ces formations glaciaires sont inconnues.

a) La Mauritanie méridionale (l'Afollé *s.l.*)

La tillite y a été décrite dès 1933, dans la région de Kayes, par L. Baud. Son étude a été reprise par R. Dars, J. Sougy et F. Tessier (1957) dans la région de Kayes et par C. Bense (1964) sur l'ensemble du massif de l'Afollé et notamment dans la région de Kiffa où elle affleure largement. C'est un conglomérat, épais de 0 à 60 m, à ciment argilo-gréso-carbonaté, gris, verdâtre, parfois rougeâtre, renfermant des éléments de taille variable, anguleux ou arrondis, de socle et de quartzite, dont certains se découpent en fines rondelles ; les galets striés n'y sont pas rares. L'absence d'une paléomorphologie glaciaire (roches moutonnées et striées) fait conclure à C. Bense qu'il s'agit d'un dépôt *marin* en bordure d'un inlandsis.
La nature du contact de la tillite avec les formations sous-jacentes, et notamment la série de la Tambaoura (Précambrien supérieur ou Infracambrien), est difficile à préciser. L'examen des photographies aériennes évoquerait une discordance angulaire, tandis que les variations d'altitude du mur de la tillite, dans des coupes voisines, suggéreraient une discordance de ravinement.

Pour L. Bourguet (1966), les formations glaciaires de la région de Kiffa sont subdivisées en une tillite inférieure et une tillite supérieure par les grès d'El Aguer et du Dhar Taleb qui sont des grès et grès-quartzites, durs, compacts, parfois ferrugineux, lenticulaires. A notre avis ces grès sont probablement soit des sédiments de lavage et de remaniement de matériaux morainiques, soit des sédiments caractérisant une période de recul de l'inlandsis séparant deux maximums glaciaires ; cette interprétation expliquerait leur caractère discontinu.

La série de Kiffa, qui débute par la tillite, se poursuit par des dolomies calcaires et calcaires dolomitiques (5 à 15 m), des "jaspes", des "phtanites" et des pélites ou formation de Bouly (200 m environ), des "grès à patine chamois" (de 100 à 1000 m, en moyenne 500 m) et des dolomies du niveau supérieur (25 m et moins).

Les calcaires dolomitiques et dolomies calcaires du niveau inférieur sont pauvres en détritiques et riches en barytine qui forme des nodules et parfois un niveau continu au toit des roches carbonatées ; de rares Stromatolites y ont été signalés. Pour C. Bense (1964) il s'agit d'un sédiment néritique de mer en voie de réchauffement.

La formation de Bouly est constituée de "jaspes", de "phtanites" et de pélites. Les termes de jaspes et de phtanites sont utilisés dans le sens de roche siliceuse compacte (jaspe) ou feuilletée, litée et donc plus argileuse (phtanite) à l'exemple de Th. Monod (1952) en Adrar ; aucun reste organique n'y a été signalé. Le terme de pélite est l'équivalent de ce que nous appelons siltstone. Pour C. Bense les "jaspes" se seraient formés par précipitation chimique de silice dans des mers assez profondes. La formation de Bouly passe insensiblement aux grès à patine chamois qui sont des grauwackes feldspathiques au sens de F.J. Pettijohn (1957, p. 291). Ces grauwackes et les dolomies qui les surmontent seront étudiées avec le groupe de la Falaise d'Atar.

La base de la série de Kiffa, en Mauritanie méridionale, présente donc de grandes affinités avec le groupe de Bthaat Ergil en Adrar :

- tillite complexe, souvent carbonatée, avec probablement des intercalations de sédiments périglaciaires. Le caractère marin de cette tillite affirmé par C. Bense (1964) ne paraît pas suffisamment démontré puisque essentiellement basé sur un caractère négatif, l'absence de plancher glaciaire.

- roches carbonatées riches en barytine.
- importance des dépôts de silexite qui pourraient être dans l'Afollé, comme en Adrar, en partie d'origine biochimique et sédimentés dans une mer peu profonde.

b) La région de Chegga (Mauritanie septentrionale, frontière algéro-mauritanienne)

On possède deux sources de renseignements sur cette région : une étude régionale de G. Durozoy (1960) et une reconnaissance récente, traitant essentiellement des formations glaciaires, de B. Biju-Duval et O. Gariel (1969). G. Durozoy distingue, dans la région des Oueds Souss et Chenachane, de bas en haut :

- un conglomérat, qu'il assimile à une tillite, constitué d'éléments roulés en majorité de socle (granite, rhyolite, quartzite) et de calcaire violet de l'"Infracambrien", dispersés dans une argile jaune verdâtre ou rouge. A l'Est de la Garat Assaba, dans le synclinal de Chenachane, cette tillite souligne une discordance cartographique nette.
- une dalle calcaro-dolomitique violette d'aspect bréchoïde avec, dans la région de Guettatira, à la base, un petit niveau de grès brun remaniant des éléments de socle.
- une série argilo-gréseuse comportant des argiles gréseuses, rouges ou violacées (15 m), des grès argileux rougeâtres (20 m) et des grès localement conglomératiques (15 m).
- une intercalation de grès-quartzite à glauconie passant, au sommet, à des grès tendres (60 m).
- une épaisse série à dominante argileuse, à niveaux et miches carbonatés et intercalations gréseuses, épaisse d'environ 400 m dans la coupe de Bou Djebiha à la frontière algéro-mauritanienne, qui est à rattacher, en totalité ou en grande partie, au groupe de la Falaise d'Atar tel qu'il est défini en Adrar.

Les observations de B. Biju-Duval et O. Gariel (1969) à proximité du puits d'El Guettatira permettent de préciser la stratigraphie et le mode de dépôt des niveaux de base qui comprennent de bas en haut :

- des grès noirs, grossiers, microconglomératiques (2 m environ) à éléments anguleux de roches diverses pouvant atteindre 5 cm ; le contact avec la série "infracambrienne" n'est pas visible. Le toit de ces grès porte des alignements à crêtes aigües orientés N 140° et des stries et cannelures orientées N 20° avec une trace de percussion indiquant un déplacement vers le Sud. Ces grès représenteraient une moraine continentale.
- des grès fins, argileux, finement lités, représentant un dépôt par décantation (environ 5 m). Latéralement on observe des grès moyens à stratifications obliques, des siltstones varvés, des grès fins à rares galets lâchés par des glaces flottantes et des grès hétérométriques sans stratification nette.
- des grès mal classés à niveaux de graviers (7 à 8 m), à stratifications obliques irrégulières, surmontés de grès mieux classés à grains arrondis à stratifications confuses, ondulées ou flexueuses. Cette succession correspondrait à des dépôts de torrents proglaciaires plus ou moins remaniés par le vent.
- un banc, de 1 m environ, calcaréo-dolomitique, bréchique, passant vers le haut à un grès calcaire à galets calcaires anguleux centimétriques *qui épouse une surface de ravinement* dont l'amplitude maximale est de l'ordre de 20 m dans la zone étudiée.
- une alternance sur une quinzaine de mètres, de grès en plaquettes ou à stratifications obliques, de couleur lie de vin, à intercalations d'argile, de calcaire bréchique et de conglomérat. Il s'agit probablement de sédiments marins où les influences glaciaires ne sont pas

évidentes.

- des grès moyens à grossiers (30 m environ), à stratifications obliques, ruiniformes, organisés en grandes unités de dépôts recoupées par des surfaces d'érosion ondulées à ripple-marks. Il s'agit probablement de faciès continentaux.

Ce log stratigraphique, voisin de celui fourni par G. Durozoy (1960), souligne la variété pétrographique des formations glaciaires où alternent niveaux marins, lacustres et continentaux, sédiments glaciaires ou proglaciaires, et l'importance des phénomènes d'érosion mécanique avec des ravinements importants, des roches moutonnées, des planchers glaciaires à stries, figures de percussion et cannelures. *Par tous ces caractères, les formations glaciaires de la frontière algéro-mauritanienne sont très voisines de celles de l'"ombilic" des Jbeliat.*

Pour B. Biju-Duval et O. Gariel (1969) la grande variété pétrographique des formations glaciaires ne ferait que traduire la variété du substratum érodé par les glaciers (Précambrien ancien, couverture du Précambrien terminal). Les carbonates proviendraient de cette couverture et caractériseraient les phases de recul glaciaire.

c) Le Hank (Mauritanie septentrionale)

La série dite "cambro-ordovicienne" (J.R. Villemur, 1967) comprend à la base une tillite visible au SSW d'El Mreiti et à la frontière algérienne où elle est surmontée par les grès de Guettatira équivalent des grès-quartzites à glauconie et des grès tendres de G. Durozoy (1960) et des grès moyens à grossiers ruiniformes de B. Biju-Duval et O. Gariel (1969). Elle se poursuit par la série de l'Azlaf, épaisse de 300 m environ, constituée de pélites dures à cassure esquilleuse, litées, rubanées, avec parfois des stratifications obliques, à nombreuses intercalations de "phtanites" et de "jaspes". Les "phtanites" sont litées, grises, vertes, jaune orangé, noir bleu. Dans certains faciès calcaires J.R. Villemur (1967, p. 45) signale "des formes globulaires et des sortes de "spicules" de 10 à 60 µ qui pourraient être des restes de tests d'organismes siliceux" ; on pense immédiatement aux débris de Spongiaires des silexites et spongolites argileuses de l'Adrar. Les "jaspes" sont compacts, non lités, jaunes, bruns, orangés et rosés, à cassure esquilleuse ou conchoïdale. Par ces caractères, la série de l'Azlaf est très voisine du CO_{3-2} de l'Adrar ; son épaisseur est comparable.

Au toit, affleure la série du Kreb en Naga, épaisse de 500 m environ, à dominante rouge, équivalent probable du groupe de la Falaise d'Atar.

Des observations inédites de J.-P. Caron, M. Deynoux, J. Marchand, J. Sougy, C. Tempier et R. Trompette (1969 et 1970) montrent que, contrairement à l'opinion de J.-R. Villemur (1967), la tillite ne se limite pas aux zones de Chegga et d'El Mreïti. Elle se suit de façon continue de la frontière algéro-mauritanienne au Nord jusqu'au Sud-Ouest de Bir Amrane où elle disparaît sous le massif dunaire de la Maqteir. Elle est en général peu épaisse, 5 à 10 m, avec de rares épaississements locaux et est toujours associée à des calcaires, généralement à barytine, et à des silexites. En plusieurs points, les roches carbonatées infra-tillitiques sont striées et plus rarement bréchifiées. Les stries, orientées en gros N-S, indiquent un mouvement des glaces du Nord vers le Sud.

d) Les Richat (Mauritanie centrale)

L'accident circulaire des Richat fait ressortir en dôme anticlinal les terrains de la série 1 au milieu des plateaux gréseux de la série 2 ; il fournit un véritable "sondage naturel",

très précieux pour les reconstitutions paléogéographiques. La discordance de base de la série 2 apparaît nettement sur les photographies aériennes et sur la carte au 1/80.000 publiée par l'Institut Géographique National (*in* Th. Monod, 1952). Le mur de la série 2 y a été étudié (M. Deynoux et R. Trompette, à paraître) dans la zone sud, à l'Ouest du Dar Cheikh Mohamed Fadel (lat. N 21° 01'30", long. W 11°21'). La coupe type synthétique montre, de bas en haut, reposant sur des grès-quartzites fins du "Précambrien supérieur" (série 1) :

- 2 à 4 m de grès hétérogranulaire, légèrement feldspathique, à ciment argileux de kaolinite et d'illite, à cassure brun vert, avec au sommet des morceaux anguleux de quelques millimètres à 1 cm, de quartz, de quartzite et de silexite ; le contact avec les grès-quartzites de la série 1 n'est pas visible.
- 2 à 4 m de calcaire ou calcaire magnésien brun ou bleu, à stratification contournée, avec de nombreux faciès de brèches intraformationnelles. Ces calcaires sont riches en rognons de silex rouge ou vert et en barytine qui localement forme, à leur toir, une couche continue de 3 à 8 cm d'épaisseur.
- 10 m et plus de silexite argileuse et carbonatée violine, à taches et traînées verdâtres, très diaclasées, disparaissant vers le haut sous des alluvions et des sables dunaires.

Cette coupe est voisine des coupes situées au Nord des Jbeliat ; on y retrouve la succession classique grès conglomératique - calcaire à barytine - silexite argileuse. Le grès conglomératique de base ne présente aucun caractère glaciaire.

e) Le front nord de la série d'Akjoujt (Mauritanie centrale)

Le groupe de Bthaat Ergil, qui se biseaute sur le flanc NE du haut-fond des Ibis (fig. 85 et 111), réapparaît plus à l'Ouest, au Nord d'Akjoujt, sous les formations charriées des Mauritanides dont il constitue le substratum autochtone. De l'Oued Jenne à l'Est (long. 14°11') à l'Oued el Aguilé (14°13'), J. Sougy (1963) et M. Deynoux (1966) décrivent un ensemble sédimentaire homogène épais de 20 à 30 m, où dominent les phtanites argileux, composé de 7 niveaux principaux qui sont de bas en haut :

- un conglomérat de base épais de 0,5 à 1 m, à galets de quartz éolisés et nodules phosphatés renfermant du collophane et de la dahllite.
- des phtanites argileux polychromes, 2 à 4 m.
- des phtanites argileux massifs, micacés, souvent gréseux, épais de 5 à 6 m, qui renferment, dans la coupe d'Irarchène, une section ovoïde à thèque nette qui est probablement un *Radiolaire* (M. Deynoux, 1966, p. 29 et pl. photo. IV, 1).
- des phtanites argileux et des conglomérats gréseux à nodules phosphatés, 3 à 7 m.
- un conglomérat à *caractère tillitique* épais de 0,3 à 0,5 m à ciment gréseux hétérogranulaire, feldspathique, friable, et galets de quelques millimètres à 8 cm de quartz, de silexite et de grès-quartzite mauve, dont certains sont éolisés. D'autres galets, polyédriques, montrent des dépressions allongées, de contour elliptique, à profil transverse en V très ouvert qui sont peut-être des figures d'arrachement d'origine glaciaire. Ces galets auraient subi un façonnement glaciaire, puis un façonnement éolien périglaciaire avant de se déposer dans l'eau.
- des phtanites argileux à intercalations de grès feldspathiques, 3 à 6 m.
- des schistes verts et jaunes écrasés, 4 à 10 m.

Dans la partie occidentale, de l'Oued el Aguilé (long. 14°13') au Rag el Melgat (long.

14°25'), la série sédimentaire qui s'étale sur de grands regs est difficile à reconstituer. Cependant, les sondages de recherches hydrogéologiques du Khatt el Kempche (L. Renaud, 1956 et M. Deynoux, 1963) montrent que cette série sédimentaire s'épaissit grandement (250 m), des argilites mauves et vertes, des grès feldspathiques et des calcaires dolomitiques ou dolomies calcaires à Stromatolites, avec parfois des faciès oolithiques ou bréchiques, apparaissant au toit des 7 niveaux décrits plus à l'Est.

Les corrélations avec l'Adrar sont globalement aisées, mais difficiles dans le détail. A notre avis, le conglomérat à caractères tillitiques ne peut être, dans l'état actuel de nos connaissances, mis en parallèle avec le CO_1 de l'Adrar et ceci contrairement aux opinions de J. Sougy (1963, p. 18 et fig. 5 c) et M. Deynoux (1966). Ceci pour deux raisons principales : si les caractères éoliens de ce conglomérat sont très nets, ses caractères glaciaires le sont beaucoup moins, enfin, et surtout, il coiffe les phtanites ou bien, cas le plus général, il est interstratifié dans leur partie supérieure. Lorsqu'il est intercalé, il représente, probablement, un épisode grossier, peut-être proglaciaire, au sein de la sédimentation fine et siliceuse, en partie biochimique, de CO_{3-2}. Lorsqu'il coiffe les phtanites, nous verrons dans l'étude du groupe de la Falaise d'Atar (p. 350) qu'il pourrait représenter un équivalent aminci des grès souvent grossiers de CO_4. Les argilites mauves et vertes, les grès feldspathiques, les calcaires dolomitiques et les dolomies calcaires des sondages du Khatt el Kempche sont à rattacher au groupe de la Falaise d'Atar.

Sur le front nord de la série d'Akjoujt, le groupe de Bthaat Ergil ne semble représenté que par des phtanites argileux et des shales équivalents du CO_{3-2} de l'Adrar.

f) Le Sénégal oriental

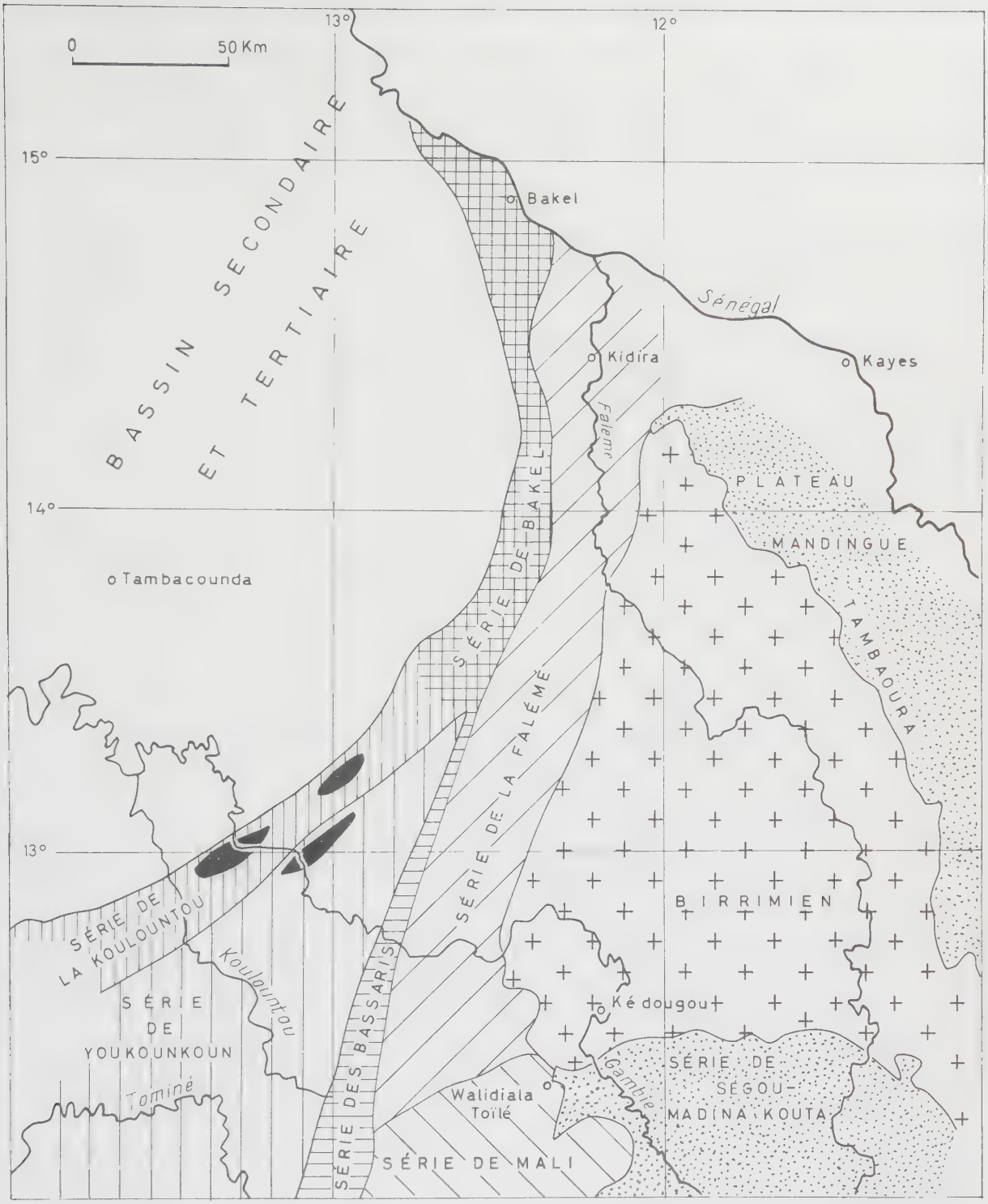
Les séries de la Falémé, de Mali et de Youkounkoun (fig. 121) sont rattachées par J.-P. Bassot (1966) au "Cambrien" ; les séries des Bassaris, de la Koulountou et de Bakel sont leurs équivalents métamorphiques selon le schéma du tableau XXV.

Séries sédimentaires	Série de Mali	Série de la Falémé	Série de Youkounkoun
	↓	↓ METAMORPHISME	↓
Equivalents métamorphiques		Série des Bassaris	Série de la Koulountou
		Série de Bakel	

Tableau XXV : Relations entre les différentes séries "cambriennes" du Sénégal oriental d'après les travaux de J.-P. Bassot (1966).

La *série de Mali* qui affleure au SW de Kédougou, à la frontière de la Guinée, comprend à sa base, et de bas en haut :

- une tillite calcareuse ou argilo-calcaire, avec parfois des mouches de malachite, à galets parfois striés, de quelques millimètres à 20 cm, de granite, rhyolite, quartzite et cipolin (épaisseur de 1 à 30 m). Cette tillite fossilise une paléomorphologie accidentée et est probablement marine.
- des pélites plus ou moins calcaires pouvant présenter localement le faciès argile à blocaux



CARTE GÉOLOGIQUE SCHÉMATIQUE DU SÉNÉGAL ORIENTAL

d'après J-P. BASSOT (1966, fig. 4, p. 34, simplifiée)

Les granitisations principales sont figurées en noir

Les hachures lâches caractérisent les séries sédimentaires, les hachures serrées les séries métamorphiques.

Figure 121

(10 à 50 m).

- des grès-quartzeux grossiers microconglomératiques (10 à 50 m).
- des dolomies calcaires qui, dans la coupe de Walidiala-Toïlé (long. W 12°20' ; lat. N 12° 20'), sont coiffées d'un banc de barytine de 10 cm d'épaisseur (5 à 15 m).
- des silexites qui, macroscopiquement, ont le faciès de jaspe mais sont dépourvues de Radiolaires (5 à 15 m).

La *série de la Falémé* forme une bande continue qui borde à l'Ouest le socle birrimien de la fenêtre de Kédougou ; à l'Est, elle est peu épaisse et épicontinentale, mais s'épaissit vers l'Ouest. Elle comprend à sa base :

- un complexe volcanique acide épais de 0 à 500 m composé de rhyodacites et de tufs qui, à l'Ouest, fait place à un complexe volcano-sédimentaire basique épais d'au moins 1.000 m, à basaltes et diabases spilitiques, tufs, cinérites et jaspes. Des bancs de pélite, grauwacke, tillite et de roches carbonatées sont interstratifiés dans cet ensemble effusif et pyroclastique. Vers l'Est ces intercalations s'individualisent nettement : tillite (0 à 30 m), pélite et grès (0 à 150 m), dolomie calcaire (5 à 10 m) et silexite à faciès jaspe caractérisée par l'absence d'organismes, de clastiques et de carbonates. Dans ce cas précis la silice paraît bien avoir un lien direct avec le volcanisme.

L'épaisseur de la série de la Falémé varie de 100 à 600 m à l'Est, à 2.000 m environ à l'Ouest.

La *série de Youkounkoun* affleure au SW (fig. 121) en un vaste coin qui s'avance entre les séries métamorphiques des Bassaris et de la Koulountou. Elle comprend une seule séquence volcanique à tendance acide, épaisse de plus de 1.000 m, très hétérogène, caractérisée par une alternance rapide et irrégulière de faciès effusifs et pyroclastiques. On y rencontre des dellénites alcalines et calco-alcalines, des andésites, des roches pyroclastiques, des brèches ou agglomérats et des cinérites. Cet ensemble s'est probablement déposé dans l'eau.

Se basant sur des arguments d'ordre structural, sédimentologique et géochronologique, J.-P. Bassot (1966) englobe le complexe volcanique de base, la tillite, les dolomies calcaires et les silexites dans un "Cambrien inférieur" dont l'âge serait compris entre 645 M.A. date de l'orogenèse ayant affecté la série plus ancienne de Ségou - Madina-Kouta (Infracambrien ou Précambrien supérieur) et 560 M.A. âge fourni par une pélite prélevée à la base du complexe argilo-pélitique ("Cambrien moyen") de la série de Youkounkoun, ce qui correspond plutôt au sommet du Précambrien supérieur puisqu'actuellement on s'accorde pour placer la base du Cambrien à 570 M.A. Du point de vue lithologique les ressemblances avec le groupe de Bthaat Ergil en Adrar sont grandes ; on y retrouve la triade tillite - roche carbonatée à barytine - silexite. Mais on note pour la première fois l'*apparition d'un complexe volcanique très important* qui, dans la partie occidentale de la série de la Falémé et dans la série de Youkounkoun, envahit tout l'ensemble "éocambrien" ; ce volcanisme "éocambrien" avait été pressenti en Adrar où il n'avait pu être mis en évidence. Mais pour J.-P. Bassot la tillite est vraisemblablement marine.

g) La chaîne des Mauritanides sur le territoire mauritanien

Il est actuellement difficile de faire le point sur la chaîne des Mauritanides, les nombreux travaux en cours, notamment dans la partie sud, apportant chaque année des précisions nouvelles. Nous tenterons de le faire en partant du Sud où les travaux de R. Lille (1967) se parallélisent assez aisément avec ceux de J.-P. Bassot (1966) au Sénégal oriental.

L'étude des Mauritanides en est à ses débuts ; on s'est jusqu'à maintenant essentiellement préoccupé de débrouiller les grandes lignes structurales de la chaîne. Dans ces travaux de reconnaissance, la tillite du Précambrien terminal a été utilisée comme niveau repère ; son étude sédimentologique n'a pas été faite. Aussi sur l'ensemble des Mauritanides, le terme de "tillite" est employé au sens de conglomérat à faciès tillitique ne présentant pas, sauf dans des cas particuliers que nous mentionnerons, de caractères glaciaires probants.

. Le Guidimaka (*s.l.*)

Il n'est pas possible d'établir un log stratigraphique cohérent de la série de Sélibabi, équivalent vers le Nord de la série de la Falémé. Sa base est formée (R. Lille, 1967) :

- de roches volcaniques basiques spilitiques allant de l'andésite au basalte, de roches pyroclastiques et de roches ultrabasiques (serpentines).
- de jaspilites rouges.
- de lentilles de conglomérat.
- de dolomies grises à Stromatolites douteux.

La série de M'Bout, épimétamorphique, qui présente de grandes analogies avec la série de Bakel (tabl. XXV), débute également par un complexe volcano-sédimentaire à passées conglomératiques.

Selon J.-C. Chiron (1969, renseignement oral), qui a repris l'étude géologique et métallogénique de cette région, les conglomérats de la série de Sélibabi seraient bien assimilables à la tillite du Précambrien terminal.

. La zone M'Bout - Moudjeria - Rag Tamarat (J.-C. Chiron, 1967 et 1969)

Vers le Nord la série de Kiffa fait suite à la série de Sélibabi. Elle est dépourvue d'intercalations volcaniques et très semblable à la série type définie, dans la région de Kiffa par C. Bense (1964). La "tillite" se présente sous deux faciès. Un faciès induré qui est un grès hétérogranulaire à ciment argilo-calcaro-siliceux et à galets arrondis ou polygonaux, très nombreux, de granite, leptynite, gneiss, quartzite, dolomie, cipolin et rares roches vertes ; c'est ce faciès que J. Delpy (1960) avait décrit le long du Gorgol. Un faciès schisteux, brun verdâtre, affleurant mal, souvent assez pauvre en galets. Au-dessus affleurent de façon sporadique des silexites et des dolomies.

Le long de la piste Moudjeria (ou Mejeria) - Aleg, à 5 km à l'Est du puits de Sangarafa, J.-C. Chiron (1967, p. 97) décrit, sous le nom de conglomérat de quartzite d'Aguerch, un faciès épimétamorphique de la tillite. Des galets, de quartzite exclusivement, dont la taille varie du cm^3 au m^3, étirés et découpés transversalement en rondelles, sont emballés dans un séricitoschiste gris bleuté, associé à des dolomies. Selon M. Deynoux (1969, renseignement oral) certains de ces galets de grande taille seraient striés.

Dans toute cette zone la tillite est un fil directeur pour la reconstitution de la structure de la chaîne des Mauritanides.

. Le Tamkarkart

Cette région est isolée de la précédente par le massif dunaire de l'Aouker ; elle a été étudiée par R. Trompette (1963), J. Marcelin (1965) et J. Marcelin et M. Pascal (1967). C'est, à l'échelle de la Mauritanie, une zone importante qui fait transition entre les faciès du Sud de la chaîne (J.-C. Chiron, 1967 et 1969) et ceux du Nord, Idjibitène (J.-P. Lécorché, 1965 b et 1969), région d'Akjoujt (J. Marcelin, 1965).

Dans la zone nord du Tamkarkart, en bordure de la falaise de l'Adrar, M. Pascal (*in* : J. Marcelin et M. Pascal, 1967) décrit, sur un socle composé d'amphibolites et de rhyolites, une "tillite", localement métamorphique, à galets atteignant 1 m, de granite, de quartzite, de leptynite et d'amphibolite, emballés dans un ciment composé de chlorites, de quartz, d'amphiboles et de grenats. Des calcaires oolithiques ou à Stromatolites, équivalents probables de CO_5, des grès feldspathiques, des pélites et des grès phosphatés sont associés à ce conglomérat.

Plus à l'Ouest, la série de Tichilit Dlemi (R. Trompette, 1963a) débute par un conglomérat, de type "tillite", découvert au cours d'une tournée commune avec J.-P. Lécorché et J. Sougy. Les galets décimétriques de granite et de gneiss sont étirés et cisaillés ; le ciment est un shale silteux ou finement gréseux verdâtre. La série de Tichilit Dlemi se poursuit par un niveau repère de carbonate et par des siltstones plus ou moins argileux à intercalations gréseuses et carbonatées. Considérée dans son ensemble comme allochtone par R. Trompette (1963) et J. Marcelin (1965), elle serait selon M. Pascal (1967) autochtone dans la zone de Koueryat .

Dans la zone sud-ouest du Tamkarkart les différentes unités charriées reposent sur le socle, constitué par le massif hypovolcanique d'Araguen Bou Naga, par l'intermédiaire d'un tégument solidaire comportant un conglomérat à galets de quartz et de rhyolite (J. Marcelin, 1965) associé à des grès phosphatés et des roches carbonatées. Il s'agit vraisemblablement de la base du groupe de Bthaat Ergil ("tillite" ?).

. Les Idjibitène (ou Ijibitène)

Ce massif a été étudié en détail par J.-P. Lécorché (1965 b et 1969) qui y a découvert récemment un conglomérat à blocaux de socle, équivalent probable, de la tillite du Précambrien terminal.

L'étude des Mauritanides nous confirme l'existence d'un volcanisme à la fin du Précambrien supérieur, grossièrement contemporain de la "tillite", surtout actif dans la portion sud de la chaîne. Elle nous montre d'autre part que la tillite peut être impliquée dans la tectonique des Mauritanides et même localement métamorphique (Sangarafa).

Dans la reconstitution de la structure de cette chaîne, la tillite du Précambrien terminal ou mieux la triade "tillite"-roches carbonatées-silexite, qu'elle soit autochtone (série de Kiffa) ou allochtone (Tamkarkart), est appelée à jouer un rôle de fil directeur.

h) Le Voltaïen de Haute-Volta

Le bassin voltaïen constitue le pendant sud-est du bassin de Taoudeni dont il est séparé par la dorsale de socle dite de Léo qui s'étend de la Côte d'Ivoire au Niger. Dans sa partie septentrionale, en Haute-Volta, il est constitué de haut en bas par (J.L. Le Stanguennec, 1967 et J. Francisque, 1968) :

- des shales et shales gréseux, rarement carbonatés, verts ou violacés, très épais.
- des calcaires associés à une coulée de lave à structure perlitique et à des phtanites et des jaspes.
- des grès et grès-quartzites à passées conglomératiques.

Cette série, compréhensive, s'étendrait de l'Infracambrien ou Précambrien supérieur à l'Ordovicien.

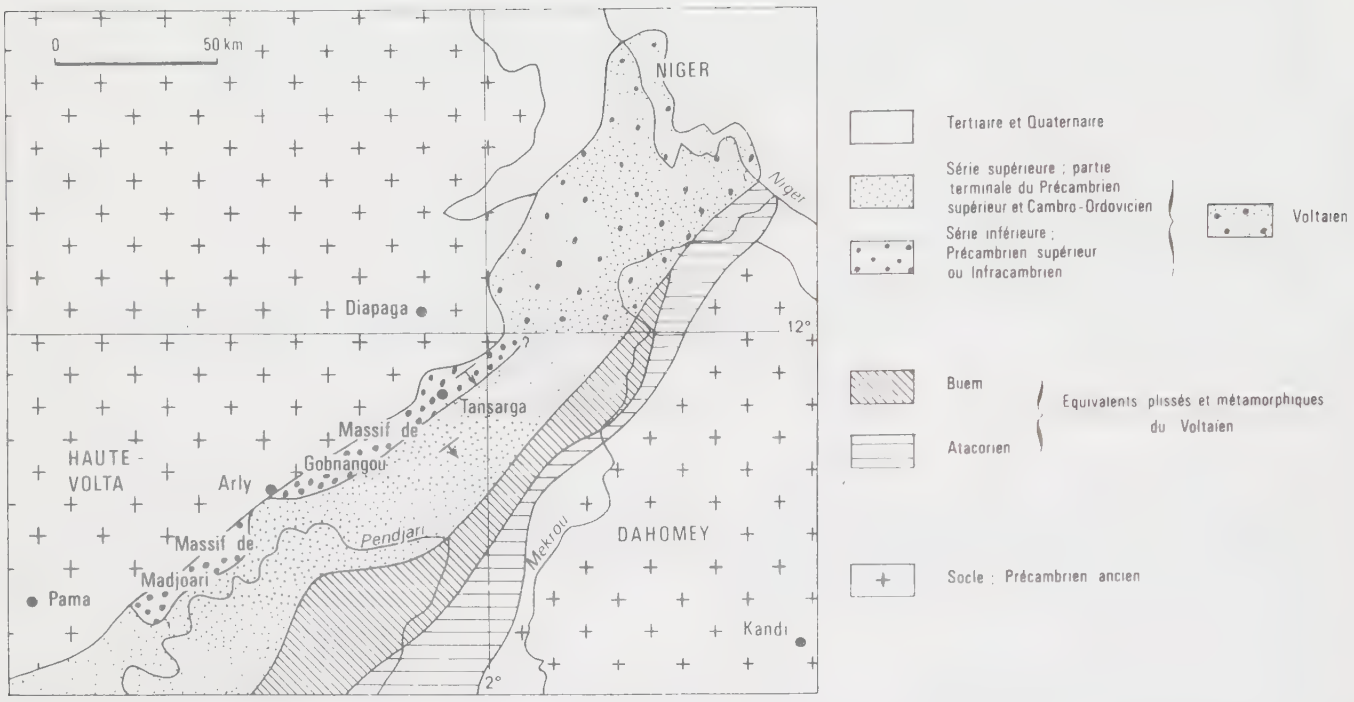


Figure 122 : Carte schématique de la terminaison nord du bassin voltaïen *in* J-C. LEPRUN et R. TROMPETTE (1969)

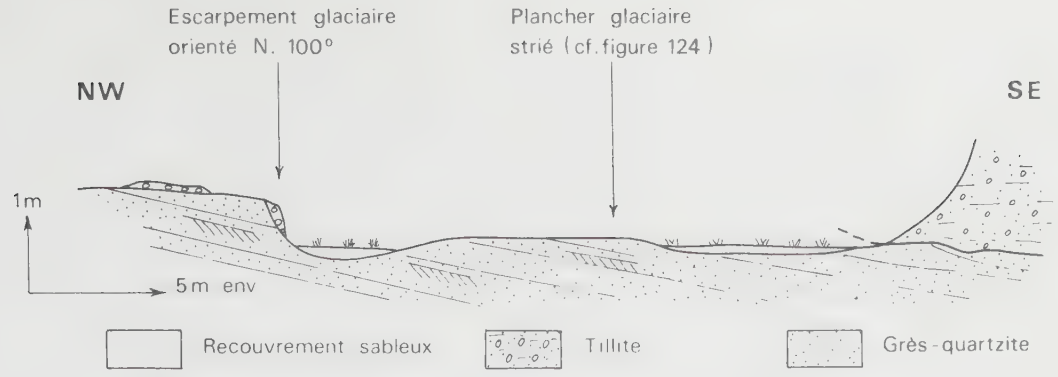
La découverte dans le massif de Gobnangou (fig. 122) d'une tillite associée à des calcaires et des silexites argileuses (J.-C. Leprun et R. Trompette, 1969) permet de subdiviser le Voltaïen de Haute-Volta en deux séries discordantes :

- une série supérieure, qui débute par une tillite, et se poursuit par des roches carbonatées, des silexites argileuses et des shales. Les galets de cette tillite, généralement formés par des roches du socle et des grès-quartzites, sont souvent polyédriques, en forme de fer à repasser, parfois cisaillés ou striés.
- une série inférieure gréseuse discordante sur le socle métamorphique et granitique.

Dans la région de Tansarga (fig. 122) cette tillite, épaisse d'une dizaine de mètres, fossilise un très beau plancher glaciaire qui montre un escarpement orienté N 100° haut d'environ 0,5 m et long de plusieurs centaines de mètres, associé à des stries de même orientation (fig. 123 et 124) et localement à des *crescentic fractures* qui semblent indiquer une avancée des glaces de l'Ouest vers l'Est (P. Affaton et R. Trompette, 1972, inédit). Ces stries recoupent orthogonalement les ripple-marks des grès-quartzites du substratum.

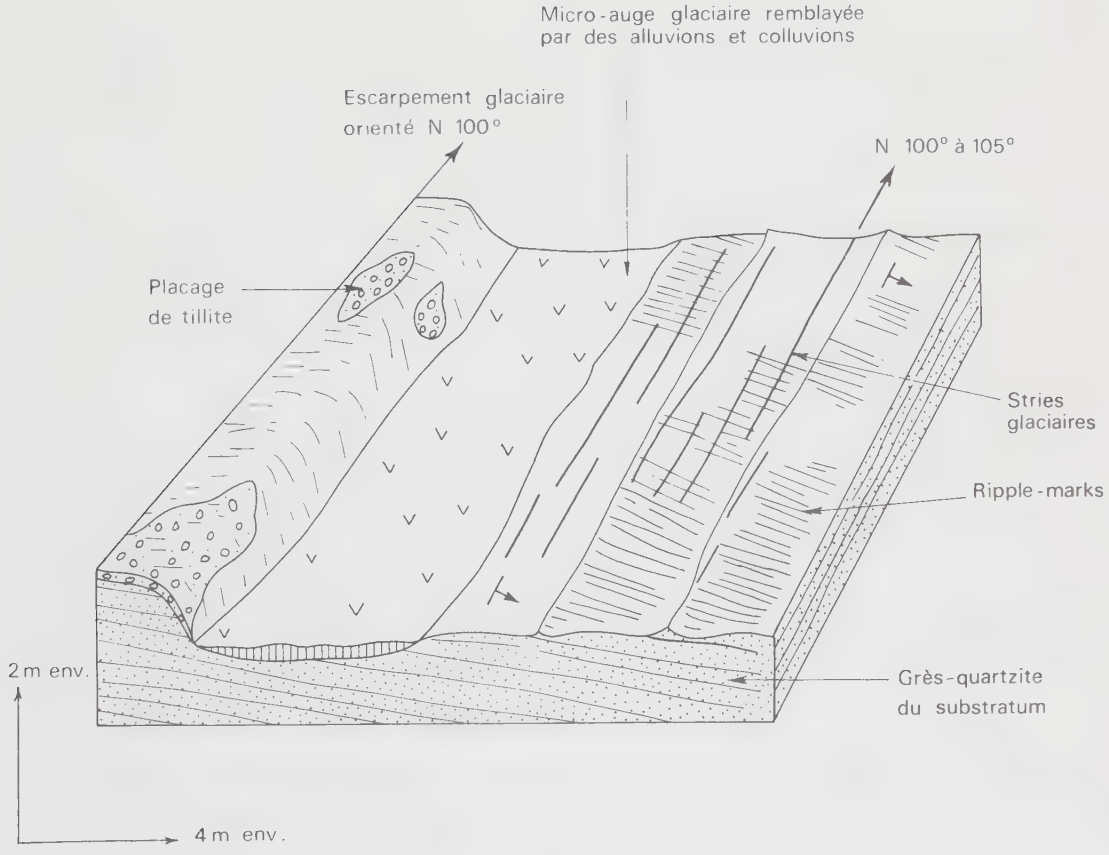
A titre d'hypothèse, nous proposons d'assimiler la tillite du Voltaïen du massif de Gobnangou, et les faciès de roche carbonatée et de silexite qui lui sont associés, à la triade de la base du groupe de Bthaat Ergil. La série inférieure gréseuse peut alors être rattachée au Précambrien supérieur, la série supérieure au Précambrien terminal et probablement au "Cambro-Ordovicien". La discordance entre ces deux séries est localement très importante ; la série supérieure peut en effet reposer directement sur le socle (fig. 122).

Dans la région d'Arly (fig. 122), un *Conophyton* à laminations ellipsoïdales a été trouvé



Coupe schématique montrant la discordance de la tillite sur la série gréseuse inférieure à Tansarga, Haute-Volta, d'après J-C. LEPRUN et R. TROMPETTE, 1969

Figure 123



Bloc diagramme montrant le substratum gréseux infratillitique strié et moutonné à Tansarga, Haute-Volta

Figure 124

dans les alluvions d'un affluent de la Pendjari. Ce Conophyton est identique à ceux décrits par N. Menchikoff (1946), Th. Monod (1954), J. Sougy (1964) et R. Trompette (1969) dans le Précambrien supérieur des bordures nord-ouest du bassin de Taoudeni et sud-ouest du bassin de Tindouf. Il s'agit probablement d'un galet de tillite dont le matériau a été arraché par les glaces à des séries carbonatées à Stromatolites qui sont inconnues dans cette région à l'affleurement. Cependant des structures rapportées aux Stromatolites ont été signalées dans le Précambrien supérieur de la bordure sud-est du bassin de Taoudeni. Les perlites décrites dans cette même région par J. Francisque (1968), sont en fait des intercalations de phosphates oolithiques (P. Affaton et R. Trompette, 1972, inédit).

Dans le Sud du Ghana N.R. Junner et T. Hirst (1946) ont décrit une tillite dans les couches de l'Oti rattachées au Voltaïen inférieur. Les travaux de E.A. Edmonds (1956) et A.N. Hutton (*in* R.J. Murray, 1960) sur le Voltaïen du NE du Ghana n'ont pas retrouvé cette tillite.

Dans une synthèse stratigraphique et tectonique récente, N.A. Bozhko (1969) subdivise le Voltaïen du Ghana en trois séries discordantes. La formation d'Oti, qui représente le Voltaïen moyen, comprend de haut en bas :

- 750 m de pélites et grès verts.
- 650 m de pélites pourpres et vertes, de calcaires et de dolomies.
- 150 à 200 m de tillite.

En se basant sur l'étude des Stromatolites, sur des déterminations palynologiques, des datations radiométriques de glauconie et sur des corrélations avec les zones voisines, N.A. Bozhko (1969) rattache le Voltaïen inférieur au Riphéen supérieur d'U.R.S.S., et le Voltaïen moyen au Vendien, équivalent de l'Eocambrien des géologues scandinaves (N. Spjeldnaes, 1964). Ce Vendien est défini comme compris entre la tillite datée environ 620 M.A. et la base du Cambrien (570 M.A.). Ces conclusions s'accordent pleinement avec la chronostratigraphie proposée pour le Voltaïen du massif de Gobnangou (J.-C. Leprun et R. Trompette, 1969).

Cette rapide étude du Voltaïen, et plus particulièrement du Voltaïen de Haute-Volta débouche sur deux remarques :

- le problème des corrélations entre la bordure infracambrienne ou précambrienne supérieure du bassin de Taoudeni (Groupe d'Ydouban de R. Reichelt, 1963) et le Voltaïen se trouve compliqué. Jusqu'à présent le Voltaïen du Niger avait été rattaché en bloc au groupe d'Ydouban (E. Machens, 1969 ; E. Machens et R. Reichelt, 1965).
- la présence d'un plancher glaciaire dans le massif de Gobnangou indique que l'inlandsis de la fin du Précambrien supérieur recouvrait également tout le SE de la Haute-Volta. Son centre se trouvait probablement vers l'Ouest.

4) Extension en Afrique occidentale de la partie terminale du Précambrien supérieur

La tillite du Précambrien terminal et les faciès qui lui sont associés ont été identifiés en de nombreux points du bassin de Taoudeni, dans la partie nord du bassin voltaïen et, semble-t-il, dans l'Ahaggar occidental (R. Caby, 1970 ; R. Caby et H. Moussu, 1967). Des points comme le massif des Jbeliat en Mauritanie et le massif de Gobnangou en Haute-Volta sont distants de plus de 1.800 km.

L'existence à la fin du Précambrien supérieur d'un inlandsis sur la Dorsale reguibat ou (et) à l'emplacement du bassin tertiaire et quaternaire du Rio de Oro, s'impose à la lecture de

la carte de la figure 125 où nous avons reporté l'ensemble des renseignements concernant la tillite et ses faciès associés. Puisqu'un tel inlandsis a existé, il serait nécessaire de revoir en détail les séries supposées synchrones du bassin de Tindouf et du Sud-marocain, trop proches pour ne pas avoir enregistré les marques de cette glaciation. Cependant l'absence d'indices de glaciation signifie peut-être qu'à la fin du Précambrien supérieur ces régions se situaient sous la masse des glaces et que, de ce fait, elles étaient en dehors des zones de forte sédimentation.

Doit-on concevoir un immense et unique inlandsis ou bien une série de petits glaciers locaux ? La conception d'un inlandsis unique a été vivement critiquée, à propos de la glaciation gondwanienne, par L. Lliboutry (1965). Une telle masse de glace engendrerait, à son aplomb, un anticyclone si stable que l'inlandsis ne serait plus alimenté ; selon cet auteur un inlandsis ne peut croître indéfiniment. Une étude détaillée des principaux affleurements de tillite, et notamment des stries et figures d'arrachement, permettra sans doute d'arriver progressivement à une solution de ce problème.

A plusieurs reprises, dans les Mauritanides, phénomènes glaciaire et volcanique nous sont apparus comme concomitants, ou tout au moins se succéder rapidement dans le temps. Plusieurs auteurs ont vu dans les phénomènes volcaniques une cause possible des glaciations ; les fines poussières volcaniques diffuseraient et réfléchiraient une partie du rayonnement solaire, sans arrêter le rayonnement infra-rouge terrestre, ceci contrairement au gaz carbonique (p. 253). En fait cette hypothèse est actuellement fort controversée, de nombreux auteurs estimant que le rôle d'écran joué par les particules volcaniques est trop faible pour pouvoir entraîner un refroidissement important de la terre (1° au maximum selon H.H. Lamb, 1969).

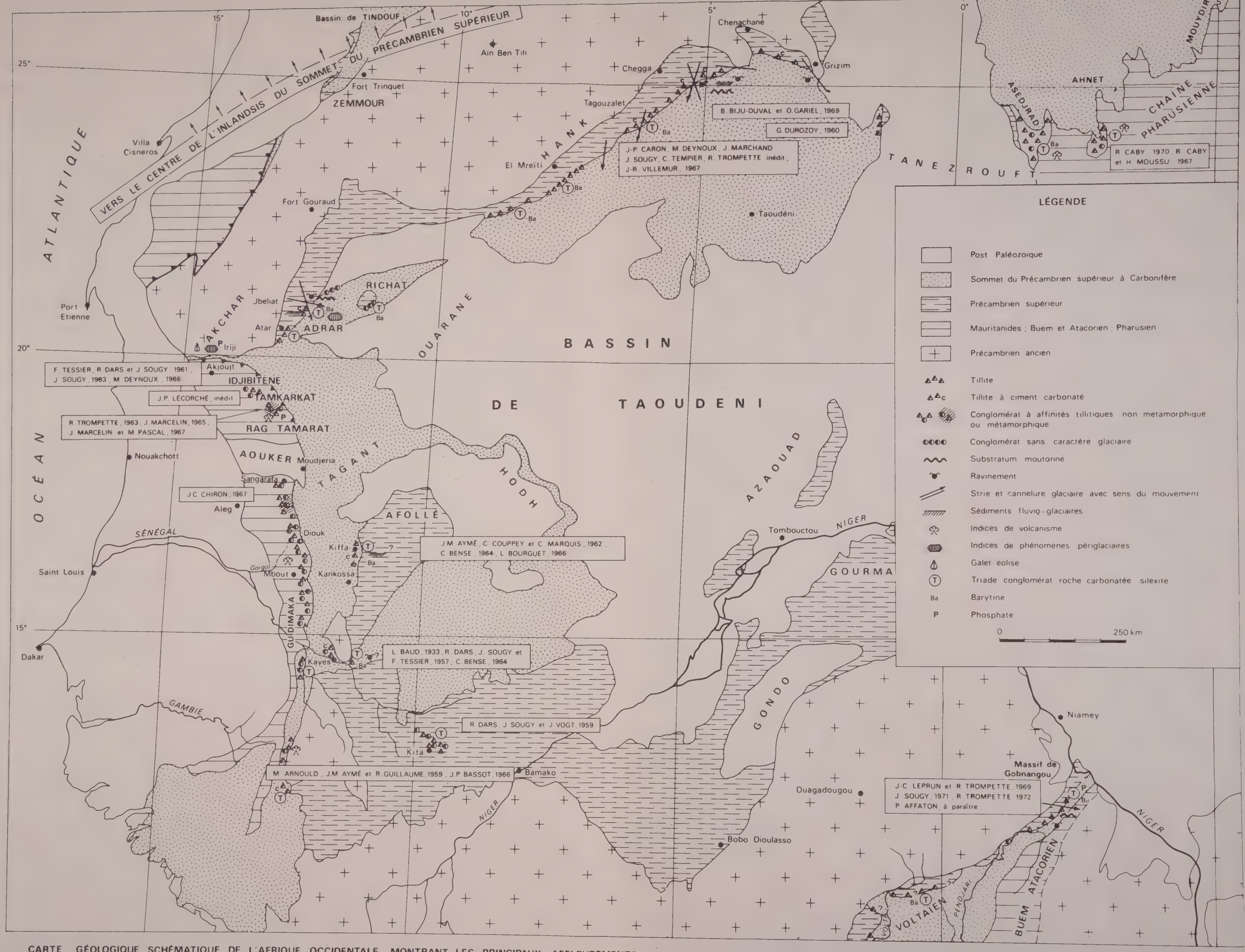
Les silexites argileuses qui, assez souvent, renferment des débris de Spongiaires (Adrar, Hank ?, Haute-Volta ?), sont probablement liées au volcanisme ; ceci peut expliquer la très grande extension de ce faciès qui constitue un des principaux fils directeurs de la géologie du bassin de Taoudeni.

L'étude de la chaîne des Mauritanides montre que les faciès glaciaires ne se limitent pas aux seuls bassins épicontinentaux ; ils se retrouvent dans les séries à affinités géosynclinales des ceintures mobiles. La tillite du Précambrien terminal métamorphique est localement impliquée dans des structures de la chaîne qui comprend donc, entre autre, des terrains du Précambrien terminal et probablement du Cambro-Ordovicien.

5) Quelques données chronostratigraphiques sur la glaciation du Précambrien terminal dans le monde

Dans l'introduction à ce travail, nous avons assimilé, à titre d'hypothèse, la glaciation du groupe de Bthaat Ergil à la grande glaciation qui, en de nombreuses régions du monde, se situe un peu en-dessous de la base du Cambrien. Cette glaciation est, selon les auteurs, baptisée infracambrienne, éocambrienne ou de la partie terminale du Précambrien supérieur. C'est cette dernière solution que nous avons adoptée, car c'est elle qui paraît le mieux s'accorder avec les premiers résultats des études géochronologiques exposés dans ce paragraphe.

Cependant la mise en évidence, ces dernières années, notamment en Australie (P.R. Dunn, B.P. Thomson et K. Rankama, 1971) et semble-t-il en Afrique du Sud (H. Martin, 1965, 1971 ; A. Kröner and G.J.B. Germs, 1971) d'au moins deux glaciations distinctes à la partie terminale du Précambrien supérieur, vient compliquer singulièrement le problème. A partir de trois exemples



CARTE GÉOLOGIQUE SCHÉMATIQUE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE MONTRANT LES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DE LA TILLITE DU SOMMET DU PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR

FIGURE 125

principaux, nous allons essayer de résumer l'essentiel des nouvelles données sur la chronostratigraphie et la paléoclimatologie de la partie terminale du Précambrien supérieur.

a) L'Australie

Les sédiments glaciaires du Précambrien supérieur ou de l'Adelaïdien supérieur affleurent largement en Australie selon une bande joignant Kimberley au Nord à Adélaïde au Sud. Le tableau XXVI, dressé d'après P.R. Dunn, B.P. Thomson et K. Rankama (1971) et D.B. Dow (1965), résume la stratigraphie de ces formations dont les faciès et les épaisseurs diffèrent sensiblement selon que l'on se trouve dans la région de Kimberley ou dans la région d'Adélaïde où l'Adélaïdien supérieur a un faciès franchement géosynclinal. L'âge de ces formations est connu dans la région de Kimberley grâce à des datations par la méthode Rb/Sr.

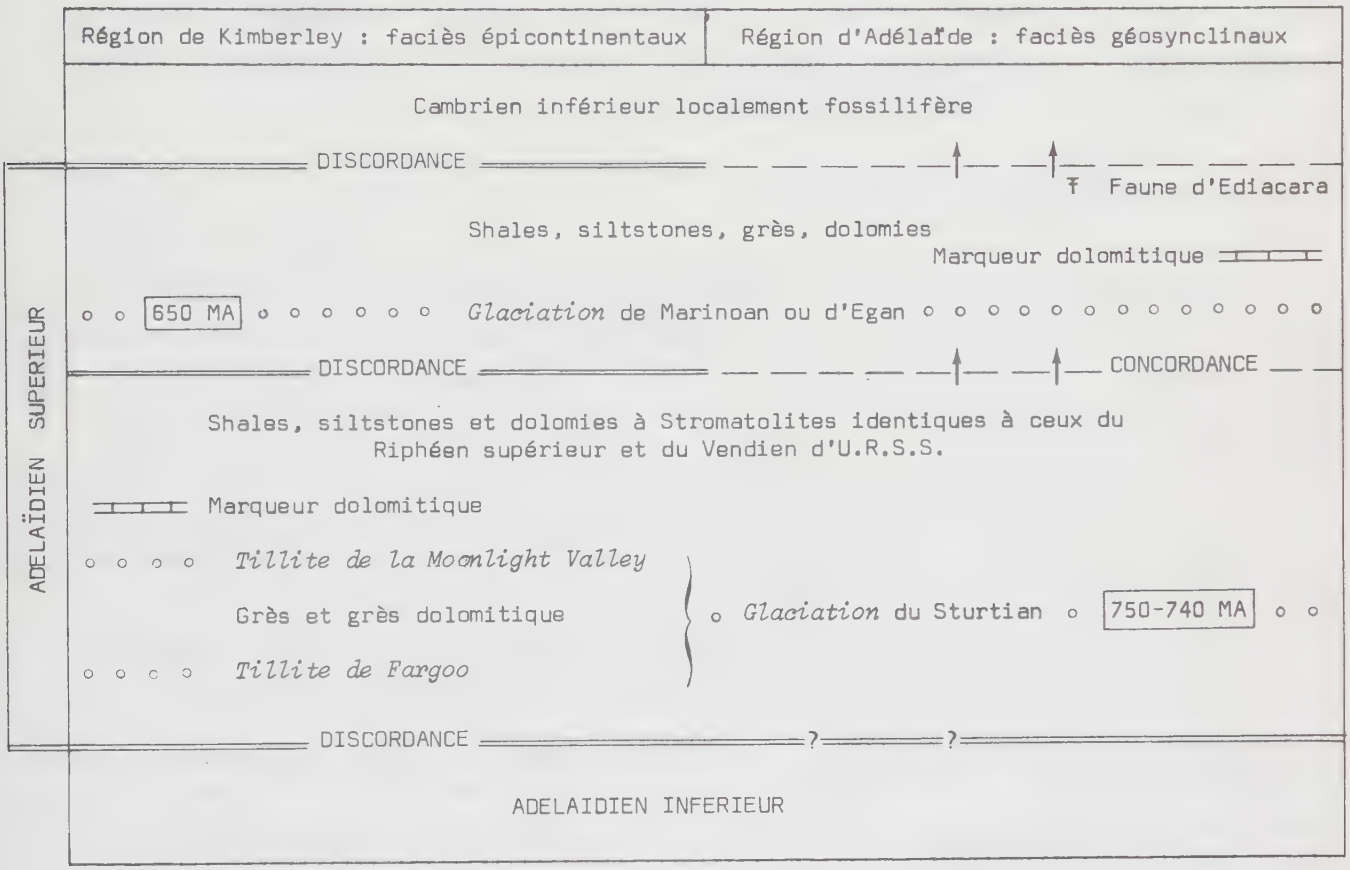


Tableau XXVI : Stratigraphie du Précambrien supérieur de l'Australie d'après P.R. Dunn, B.P. Thomson et K. Rankama (1971) et D.B. Dow (1965).

L'Adélaïdien supérieur comporte 2 périodes glaciaires. La glaciation inférieure du Sturtian, datée de 750-740 MA, est la mieux représentée. Dans la région de Kimberley (D.B. Dow, 1965), elle se décompose en deux tillites, la supérieure ou tillite de la Moonlight Valley étant coiffée par un banc de dolomie continu qui constitue un excellent repère stratigraphique. Ces dépôts glaciaires sont surmontés par des shales, des siltstones et des dolomies dont la flore stromatolitique est, selon M.F. Glaessner, W.V. Preiss et M.R. Walter (1969), identique à celle du Riphéen supérieur et du Vendien (950-570 MA) d'U.R.S.S.

La glaciation supérieure dite de Marinoan ou d'Egan est datée de 650 MA. Dans la région d'Adélaïde elle est coiffée par un marqueur dolomitique puis par une série à dominante détriti-

que qui renferme la célèbre faune d'Ediacara située seulement à une centaine de mètres sous le Cambrien inférieur. Le passage au Cambrien peut être marqué par une discordance comme dans la région de Kimberley, ou bien être progressif comme dans les faciès géosynclinaux de la région d'Adélaïde.

L'exemple australien nous montre d'abord l'*existence de deux glaciations nettement distinctes*. C'est la glaciation de Marinoan, la moins bien représentée, qui paraît être l'équivalent de la grande glaciation du sommet du Précambrien supérieur telle qu'elle a été définie en Europe du Nord. Etant donné l'importance et la grande extension de la glaciation du Sturtian, P.R. Dunn, B.P. Thomson et K. Rankama (1971), en se référant aux propositions de W.B. Harland (1964), suggèrent la création d'une unité chronostratigraphique de l'Adélaïdien supérieur, ayant la valeur d'un système, comprise entre la glaciation du Sturtian et le Cambrien inférieur, soit entre 750 et 570 MA. Le second enseignement de l'exemple australien concerne les marqueurs dolomitiques : par leur position, ils rappellent étrangement le niveau de calcaire à barytine qui, dans tout l'Ouest africain, surmonte la tillite de la fin du Précambrien supérieur. Or, ces marqueurs sont hétérochrones en Australie.

b) L'Afrique du Sud et le Sud-Ouest africain

Le Précambrien supérieur affleure largement dans le Sud-Ouest africain et à l'extrémité nord-ouest de l'Afrique du Sud. Sa stratigraphie y est complexe : les faciès géosynclinaux plissés et métamorphiques de l'Ouest passent progressivement vers l'ESE à des faciès de plateforme. C'est la stratigraphie de ces derniers que nous avons résumée dans le tableau XXVII dressé à partir des publications de H. Martin (1965, 1971) et de A. Kröner et G.J.B. Germs (1971).

Comme en Australie, le Précambrien supérieur renferme deux tillites distinctes et peut-être davantage si les niveaux conglomératiques des formations de Stinkfontein et d'Hilda se révèlent, par la suite, d'origine glaciaire.

La tillite de Numee est la plus ancienne. Son âge semble compris entre 720 et 680 MA. Elle est souvent couronnée par un marqueur carbonaté, lui-même surmonté de siltstones.

La position de la seconde tillite n'est pas actuellement bien définie. Elle semble se placer dans les formations de Schwarzrand (A. Kröner et G.J.B. Germs, 1971). Elle est caractérisée par de profonds ravinements qui la font reposer jusque sur les grès-quartzites de Kuibis (plancher glaciaire strié des Klein Karas Mountains). Son âge se situerait très approximativement aux environs de 680 MA, peut-être un peu plus jeune, (650 MA ?).

Le système de Nama, qui se termine par les grès rouges feldspathiques de la Fish River ressemblant beaucoup aux faciès de CO_{10}, supporte en discordance le Dévonien inférieur des séries de la Montagne de la Table.

Bien que moins précise du fait de la rareté des études géochronologiques, la stratigraphie du Précambrien supérieur de la rivière Orange présente d'incontestables affinités avec celle de l'Adélaïdien supérieur d'Australie.

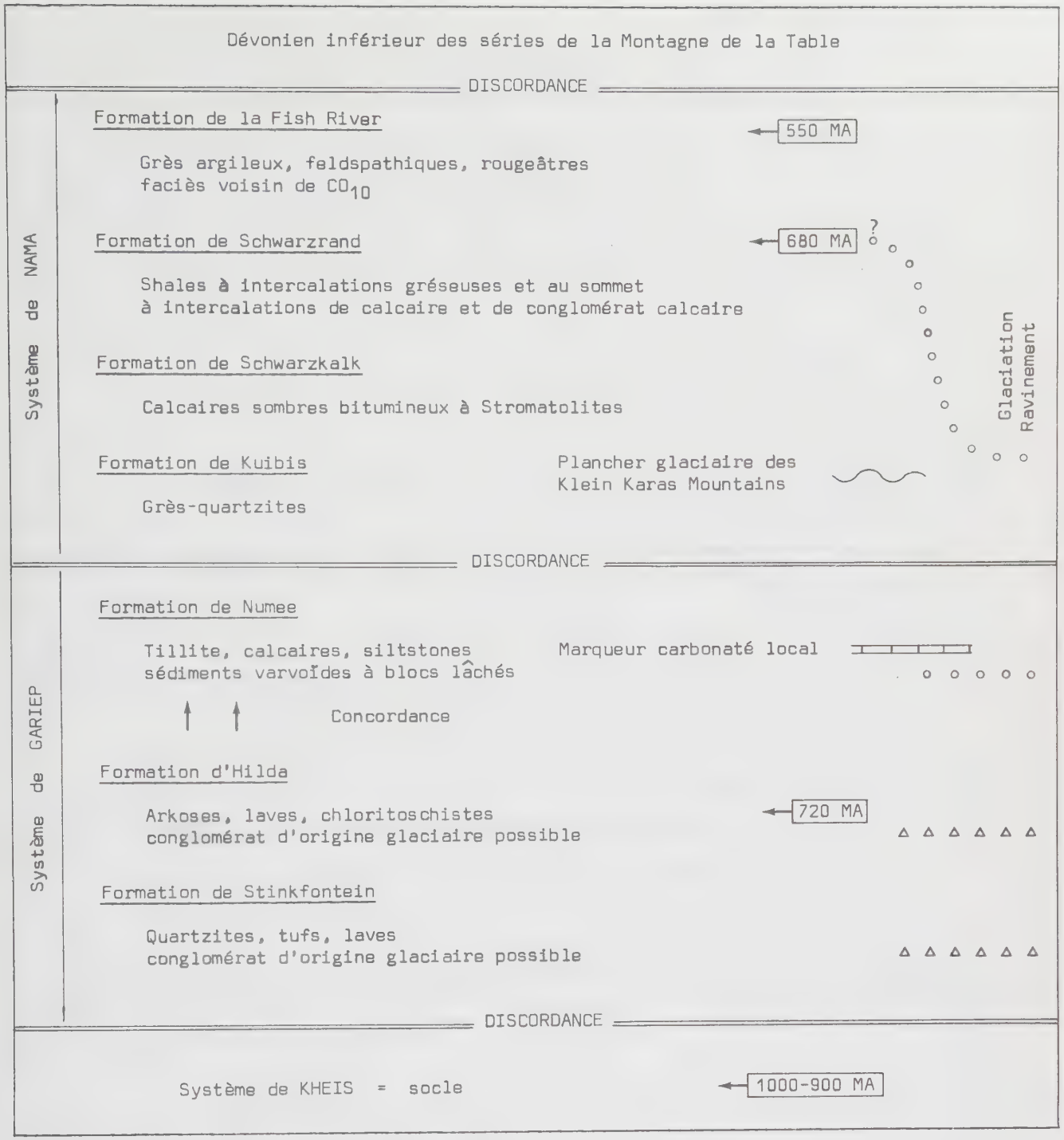


Tableau XXVII : Stratigraphie du Précambrien supérieur de la région de la rivière Orange d'après H. Martin (1965 et 1971) et A. Kröner et G.J.B. Germs (1971).

c) L'U.R.S.S. et l'Europe du Nord

En U.R.S.S. il semble n'y avoir qu'une seule glaciation, la glaciation laplandienne (N. M. Chumakov, 1971) datée, par la méthode K/Ar sur glauconie, d'environ 650 MA (tabl. VIII). Ce schéma paraît se compliquer dans le Nord de la Scandinavie ou K. Bjørlykke (1967) décrit deux niveaux glaciaires, la tillite de Bigganjargga à la base et la tillite de Mortensnes au sommet, séparées par quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres de shales et de siltstones rouges datées de 665 MA (E. Welin, 1971). Il semble que ces deux tillites doivent être considérées comme deux épisodes d'une même glaciation plutôt que comme deux glaciations nettement distinctes.

d) Application de ces données à l'Ouest africain

Séries des Tassilis
A la base, localement, Cambrien moyen ou supérieur (S. Beuf, B. Biju-Duval, A. Mauvier et Ph. Legrand, 1968)

SERIE POURPREE = CAMBRIEN

Série de Ouallen in Semmen

DISCORDANCE MAJEURE

Grès et arkoses

Tillite 4 transgressive sur les autres formations — T_4

DISCORDANCE PROBABLE

Argile varvoïde de Ouallen à petits galets striés (1500 m) ou flysch vert constitué d'une alternance d'arkose et de shale (800 m)

Arkose fine à grossière (300-1000 m)

DISCORDANCE

Série du Tagengant

Flysch : argile et pélite kaki, grès-quartzite à glauconie, tufs

Tillite 3 — T_3

Flysch et quartzite passant localement à des rhyolites, des ignimbrites, des dacites et des andésites ← 550 MA Place probable du volcanisme d'In Nize

Tillite 2 — T_2

Calcaire à Stromatolites, jaspe, cinérite — Niveau repère transgressif en bordure de bassin

DISCORDANCE LOCALE

Arkose, grauwacke mauve, shale (600 m)

Tillite 1 — T_1

Arkose, conglomérat, pélite (2000 m)

DISCORDANCE MAJEURE : CHAINE PHARUSIENNE

Série verte avec un *niveau tillitique* — T_0

Série à Stromatolites

Tableau XXVIII : Stratigraphie de la série pourprée dans l'Ahaggar occidental d'après R. Caby et H. Moussu (1967) et R. Caby (1970).

Dans l'Ouest africain, le Précambrien supérieur généralement absent dans le bassin de Tindouf affleure largement dans le bassin de Taoudeni, dans le bassin voltaïen et dans l'Ahaggar.

- Dans l'Ahaggar occidental (R. Caby, 1970), il constitue tout ou partie de la série à Stromatolites, de la série verte et de la série pourprée. Cette dernière, qui est rattachée au Cambrien, est considérée comme la molasse de la chaîne pharusienne. Très épaisse, jusqu'à 4000 m, généralement rouge, elle comprend plusieurs séries discordantes (tabl. XXVIII) et renferme 4 niveaux tillitiques bien distincts (R. Caby et H. Moussu, 1967). La tillite n° 2, associée à des calcaires à Stromatolites et localement à des jaspes ou des cinérites, est mise en corrélation avec la tillite du bassin de Taoudeni que nous avons rattachée au sommet du Précambrien supérieur. La position incertaine du volcanisme d'In Zize, daté de 550 MA (E. Picciotto, D. Ledent et C. Lay, 1965), fait que l'âge cambrien de la série pourprée est très approximatif.

- Le bassin voltaïen comprend, dans sa partie nord, deux séries séparées par une discordance de ravinement jalonnée par une tillite (p.305). Il semble que ce schéma se retrouve au Sud du bassin (J. Sougy, 1971) où cependant, apparaît une troisième unité stratigraphique : les couches de l'Obosum. Ces dernières, constituées de grès rouges souvent grossiers à intercalations glaciaires et fluvio-glaciaires (N.R. Junner et T. Hirst, 1946), sont considérées comme la molasse de la chaîne dahomeyenne (N.A. Bozhko, 1969 et N.K. Grant, 1969) qui, à l'Est, borde le bassin sédimentaire. Les couches de l'Obosum peuvent être, localement, discordantes sur la série de l'Oti (N.K. Grant, 1969).

Dans cette partie méridionale du bassin, un âge de 620 MA a été obtenu par la méthode K/Ar appliquée à un échantillon de glauconie récolté dans les shales verts de l'Oti (N.A. Bozhko, G.A. Kasakov, D.M. Trofimov, K.G. Knorre et J.A. Gatinski, 1971).

En confrontant les observations faites au Nord et au Sud du bassin voltaïen, on aboutit à la stratigraphie exposée dans le tableau XXIX et caractérisée par la présence de deux niveaux tillitiques distincts (R. Trompette, 1972). Le niveau inférieur correspond à une glaciation d'inlandsis. Il est l'équivalent de la tillite du groupe de Bthaat Ergil rattaché à la partie terminale du Précambrien inférieur. Il est antérieur aux derniers mouvements tangentiels ayant affecté la chaîne dahomeyenne et se retrouve dans le Buem, unité la plus externe de la chaîne (R. Trompette, 1972 ; P. Affaton, à paraître). Le, ou plutôt les niveaux glaciaires supérieurs, liés semble-t-il à une glaciation de montagne, sont nettement post-orogéniques et peuvent être, à titre d'hypothèse, rapportés au Cambrien.

Les comparaisons avec la série pourprée apparaissent délicates. Si nous acceptons le synchronisme des deux molasses, nous sommes amenés à mettre en doute les corrélations proposées par J. Fabre, J.-M. Freulon et H. Moussu (1962), R. Caby (1967 et 1970) et R. Caby et H. Moussu (1967) qui parallélisent la tillite n° 2 de la série pourprée avec celle du bassin de Taoudeni qui, dans le bassin voltaïen, apparaît comme antérieure à la molasse. Deux hypothèses restent alors possibles :

- la tillite du bassin de Taoudeni n'est pas l'équivalent de la tillite n° 2 de la série pourprée ; elle lui est nettement antérieure (tabl. XXVIII). Les orogenèses dahomeyenne et pharusienne peuvent être synchrones et les séries pourprée et de l'Obosum équivalentes.

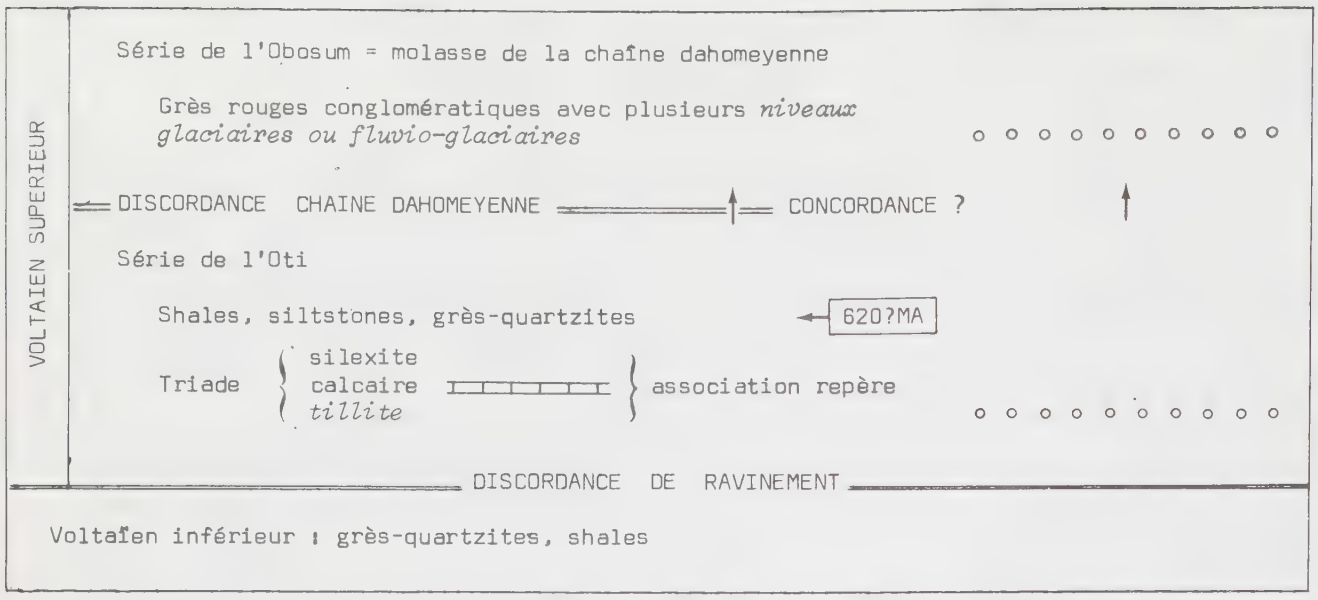


Tableau XXIX : Stratigraphie schématique du sommet du Précambrien supérieur et de la base du Paléozoïque dans le bassin voltaïen.

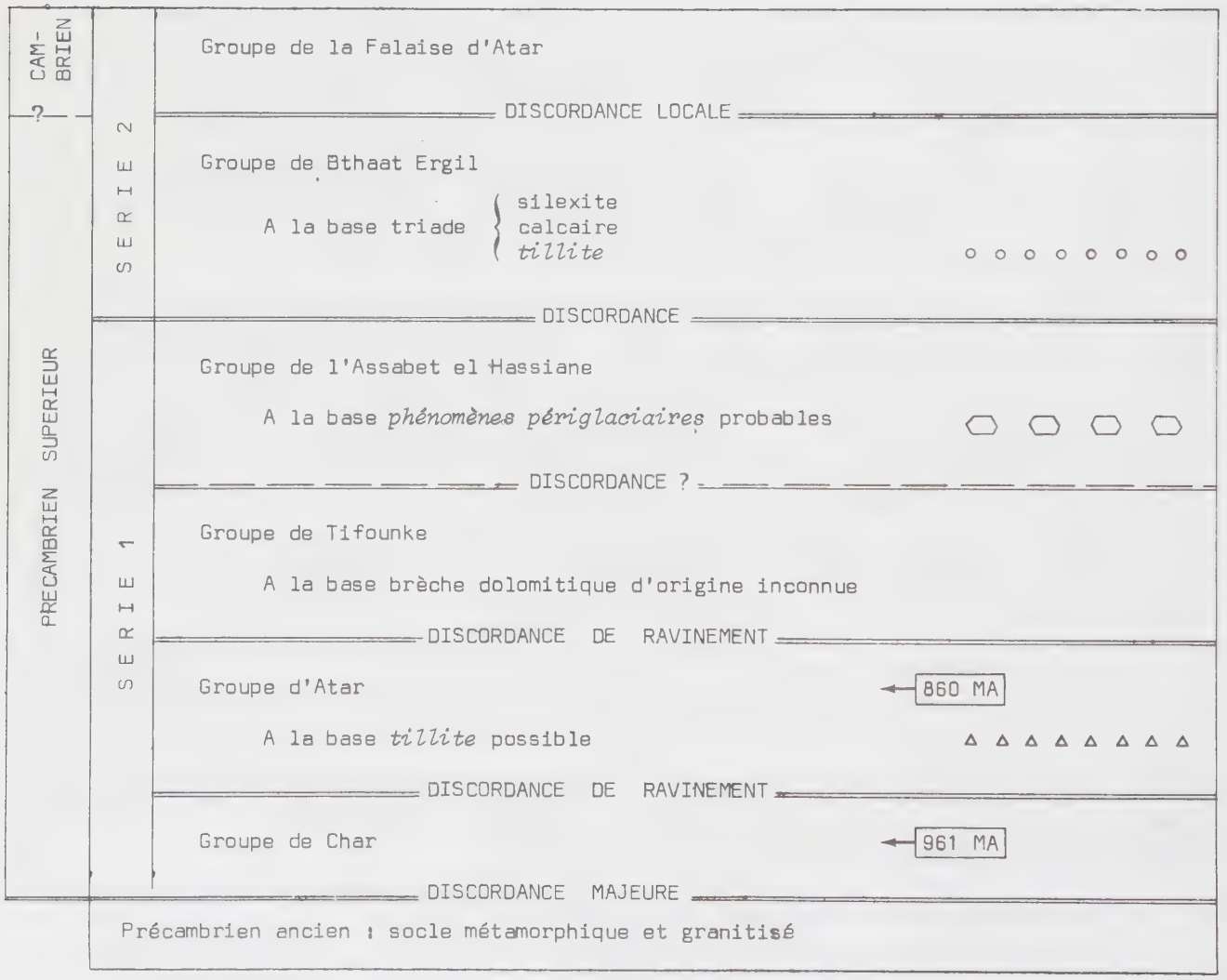


Tableau XXX : Schéma stratigraphique du Précambrien supérieur de l'Adrar, montrant la position des tillites et des conglomérats d'origine glaciaire probable ou possible.

- les molasses sont hétérochrones et la série du Tagengan't serait l'équivalent de celle de l'Oti, alors que ce n'est que la série de Ouallen In Semmen qui correspondrait à la série de l'Obosum. Dans ces conditions, les orogenèses pharusienne et dahomeyenne seraient hétérochrones.

Une étude détaillée de la série pourprée et notamment des horizons tillitiques, dont, pour certains, l'origine glaciaire demanderait à être confirmée, apporterait sans doute une solution à ce problème.

En conclusion, de ces exemples nous pouvons tirer quelques leçons qui permettent de mieux poser le problème des glaciations du Précambrien supérieur en Afrique de l'Ouest :

- Au fur et à mesure que les études progressent, les niveaux glaciaires se multiplient. Dans plusieurs exemples, on en dénombre deux dans la partie supérieure du Précambrien supérieur. Mais R. Saito (1969), cité par P.R. Dunn, B.P. Thomson et K. Rankama (1971), n'en décrit pas moins de quatre dans le Précambrien supérieur de Chine et un dans le Cambrien inférieur. Ceci ne contribue pas à faciliter les corrélations régionales.
- La présence de plusieurs niveaux glaciaires étagés pose le problème de savoir s'il s'agit de plusieurs phases d'une même glaciation ou bien, si, au contraire, il s'agit de glaciations distinctes. Ce problème est souvent insoluble à l'échelle locale. Ainsi les 4 tillites décrites par R. Caby dans l'Ahaggar appartiennent-elles peut-être à plusieurs glaciations distinctes.
- Il est important de bien distinguer les glaciations d'inlandsis de celles de montagne qui, beaucoup moins étendues et liées à un phénomène orogénique plutôt que climatique, ont un intérêt chronostratigraphique moindre. Ceci a été tenté dans le bassin voltaïen.
- Il est difficile, à l'échelle régionale, de caractériser une glaciation à l'aide de critères lithologiques. Cela est possible pour la glaciation du sommet du Précambrien supérieur en Afrique de l'Ouest. Mais l'exemple australien nous montre qu'il faut se méfier des meilleurs niveaux repères qui peuvent être hétérochrones.

En Adrar de Mauritanie, au-dessus du groupe d'Atar, un âge de 860 MA (méthode Rb/Sr) a été mesuré (N. Clauer et M. Bonhomme, 1971), on peut distinguer (tabl. XXX) : une brèche dolomitique et siliceuse, d'origine inconnue, remblayant une discordance de ravinement et constituant la base du groupe de Tifounke ; un conglomérat, d'origine périglaciaire probable, à la base du groupe de l'Assabet el Hassiane et la tillite de la base du groupe de Bthaat Ergil. Ce schéma est proche de ceux présentés ci-dessus. Il est tentant de paralléliser la glaciation du groupe de Bthaat Ergil avec celle datée en Australie, U.R.S.S. et Scandinavie d'environ 650 MA. Cependant on peut se demander s'il n'existe pas, à la limite Précambrien-Cambrien, plusieurs glaciations que, par souci de simplification, on regroupe en une seule grande glaciation d'extension mondiale.

6) Données paléomagnétiques

Les opinions diffèrent sur la position des continents à la fin du Précambrien supérieur. Pour R.W. Girdler (1964) l'ensemble des continents se situent à cette époque à de basses latitu-

des (inférieures à 40°) c'est-à-dire en zones tropicale et équatoriale. Par contre, d'après L. Cahen (1962-63), l'Australie se situerait à cette même époque à une latitude supérieure à 55°.

Si l'on emboîte le pas à R.W. Girdler, on est conduit soit à nier la signification du magnétisme thermorémanent au Précambrien supérieur, soit à envisager qu'à cette époque la quasi-totalité du globe était englacée (W.B. Harland, 1964).

En Afrique de l'Ouest les données paléomagnétiques sont très rares. Les études de A. Brock (1967), J.-C. Briden (1968) et M.W. Mc Elhinny, J.-C. Briden, D.L. Jones et A. Brock (1968), qui portent essentiellement sur l'Afrique de l'Est, situent le pôle du sommet du Précambrien supérieur à proximité des îles Canaries. Ce résultat reste valable pour l'Afrique de l'Ouest si l'on admet, qu'à cette époque, il n'existait qu'un seul continent africain et non plusieurs qui n'auraient été réunis que lors de l'orogenèse pan-africaine (600 MA environ). Le problème ne pourra être résolu que par une étude paléomagnétique du Précambrien terminal de l'Afrique de l'Ouest. Il s'accorde parfaitement avec les données fournies par la polarité de l'inlandsis en Afrique de l'Ouest (fig. 125).

Cependant, étant donné la difficulté que représente la mesure du magnétisme thermorémanent dans les roches très anciennes qui souvent ne sont pas parfaitement synchrones, il convient d'utiliser ces résultats avec une grande précaution.

Chapitre III

ETUDE DU GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR

Son individualité a été discutée dans le chapitre I. Il débute par un grès grossier à très grossier, feldspathique, surmonté de roches carbonatées à Stromatolites, et se poursuit par une épaisse série de grès fins à moyens plus ou moins argileux et carbonatés à intercalations de grès-quartzites durs. Il est transgressif sur le groupe de Bthaat Ergil et, au Sud-Ouest, repose directement sur le socle précambrien de l'Amsaga (coupe 44 de Chelakh Taichot).

Dans la région d'Atar, il forme l'essentiel du talus de la falaise où l'on peut relever de bonnes coupes. Les bancs durs, gréseux (C_{18}, ou grès de Serize, C_{16}, ou calcaires d'Amojiar dans la nomenclature de Th. Monod, 1952) forment des barres qui apparaissent clairement dans la morphologie (pl. photo. XVI A).

I - DESCRIPTION DES COUPES

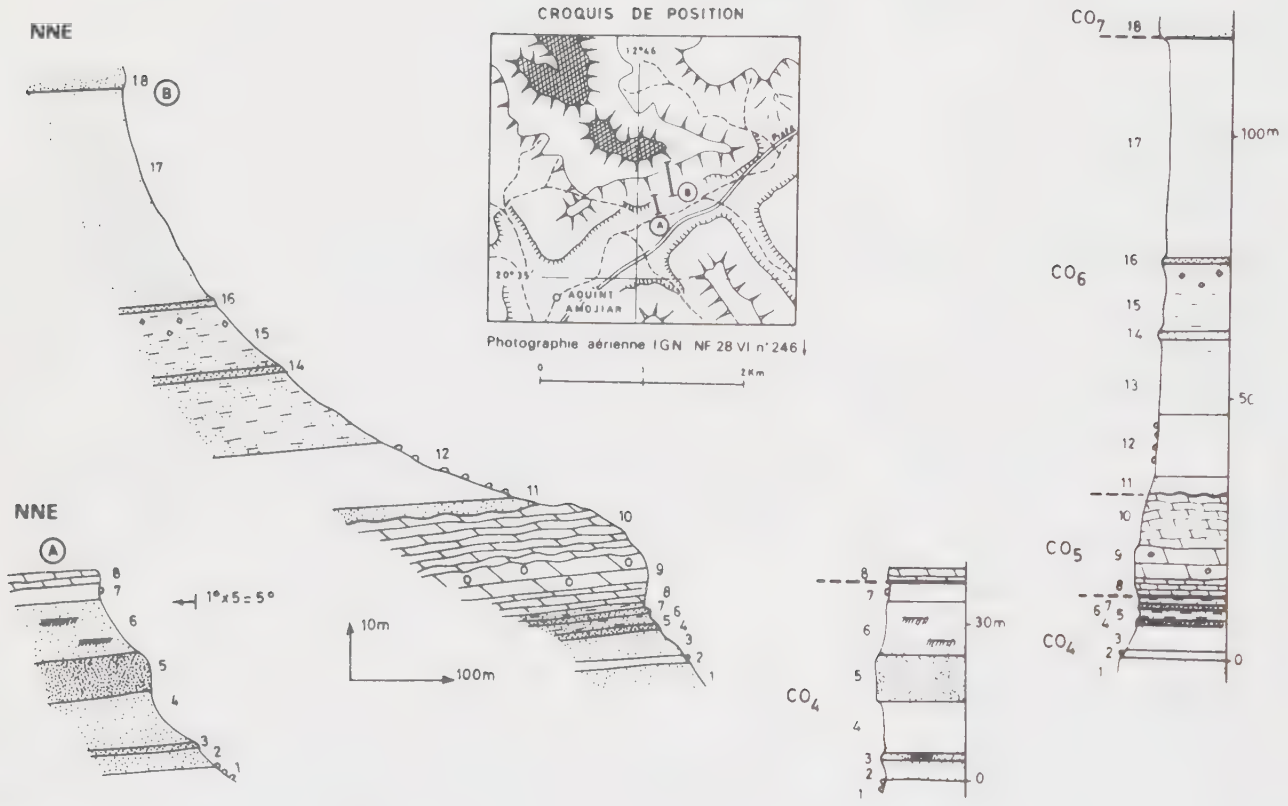
Nous décrirons successivement les coupes de la passe d'Amojiar, du Nord de la passe de Serize, de Lekhleïgate, de Terjit et de Chelakh Taichot. Les coupes d'El Moïlah et d'Echerel, levées au NE d'Amojiar, sur le bord de la Sebkha de Chemchane, seront examinées rapidement.

1) Coupes 41 A et B de CO_4-CO_6 à Aouïnt Amojiar (fig. I26)

Elles sont levées dans la falaise située à 1 km environ au NW du puits d'Aouïnt Amojiar, et intéressent la base du groupe de la Falaise d'Atar.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
8	1,0	CO_5	20	dolomie fauve, finement litée, légèrement gréseuse.	
7	4,0	CO_4?	19 ?	éboulis.	
6	10,5	CO_4	19	grès fin à passées grossières, à ripple-marks, à stratifications obliques, à empreintes de galets mous et à balles de limonite de quelques millimètres de diamètre ; les faciès tendres sont finement stratifiés, les faciès durs sont débités en gueuses métriques par plusieurs systèmes de diaclases dont le principal est orienté N 10°.	



COUPES 41 A ET B DE CO_4 CO_5 ET CO_6 A AOUINT AMOJIAR

Figure 126

5	9,0	CO_4	19	grès-quartzite hétérogranulaire, feldspathique, à empreintes de galets mous et à encroûtements ferrugineux ; à la base, fines passées de grès argileux.	TA 1553 L.M.
4	10,0	CO_4	19	grès fin, légèrement argileux, microconglomératique, friable, ocre.	
3	1,0	CO_4	19	grès-quartzite hétérogranulaire, feldspathique, avec passées microconglomératiques à quartz arrondis de 4 à 5 mm, massif, avec de très belles stratifications obliques.	TA 1552 L.M.
2	4,0	CO_4	19	grès à grès-quartzite fin, légèrement argileux, microconglomératique, à quartz arrondis de plusieurs millimètres, lité, friable, à débit rognoneux, de couleur ocre	TA 1551
	38,5	CO_4			
1	2,0	CO_3 ?		éboulis ; non vu.	

- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
18	3,0 et plus	CO_7	22	grès fin massif.	
17	42,0	CO_6	21	alternance de grès fin, micacé, verdâtre, ocre, en bancs de 5 à 10 cm, à débit en gueuses et de grès fin à siltstone, feldspathique, à ciment argilo-micacé, verdâtre, ocre, rose, schistoïde, à débit esquilleux.	TA 1562 TA 1561 L.M.,R.X
16	1,0	CO_6	21	grès fin, à rares galettes argileuses, à patine sombre, dur, formant une petite falaise bien visible dans la morphologie.	
15	13,0	CO_6	21	grès fin, micacé, verdâtre, lité, à débit en plaquettes, avec passées de grès à grès-quartzite hétérogranulaire, feldspathique, légèrement carbonaté, à quartz arrondis de 0,6 à 0,8 mm et de grès argileux, fissile, vert ; au sommet nombreuses empreintes de trémies de sel associées à des concrétions et des encroûtements de limonite.	TA 1559 TA 1560 L.M.
14	1,5	CO_6	21	grès à grès-quartzite très fin, feldspathique, très légèrement carbonaté, à ripple-marks et à débit en gueuses ; forme une petite falaise.	TA 1558 L.M.
13	14,5	CO_6	21	alternance de grès à grès-quartzite très fin, feldspathique, légèrement glauconieux, fissile, à empreintes de galets mous et à dendrites de manganèse, de grès fin, argileux et de grès massif, dur, à débit en gueuses ; rares passées microconglomératiques à quartz arrondis de plusieurs millimètres.	TA 1557 L.M.
12	12,0	CO_6	21	éboulis avec rares affleurements de grès fin, micacé, verdâtre, localement microconglomératique.	
11	3,0	CO_6	21	grès fin, à mouches d'oxydes de fer, à patine sombre et à débit en gueuses.	
	87,0	CO_6			
10	10,0 env.	CO_5	20	dolomie (CaO : 22,4 % ; MgO : 15,0 %) et dolomie calcaire à récifs métriques de Stromatolites orientés N 105°, 130°, 128°, 110°, 102°, 100° ; 137°, 100°, 135°, 100° avec, à l'échelle centimétrique, des Stromatolites de type LLH-C et plus rarement SH-V en fines colonnes ; accidents siliceux et encroûtements ferrugineux.	TA 402 R.C.
9	6,0	CO_5	20	dolomie (CaO : 30,8 % ; MgO : 17,8 %) brune, massive avec Stromatolites de type LLH-C et nombreux rognons de silex.	TA 1556 L.M., R.C.
8	3,5	CO_5	20	dolomie (CaO : 24,8 % ; MgO : 16,7 % et CaO : 24,1 % ; MgO : 15,8 %) brune, finement gréseuses à la base, en bancs de 10 à 25 cm, à rognons de silex abondants au sommet ; stratification irrégulière, contournée, apparemment d'origine non stromatolitique.	TA 1555 L.M.,R.C. et TA 401 R.C.
	19,5	CO_5			
7	1,0	CO_4	19	grès fin à moyen, verdâtre, à lits micacés argileux et à passées de grès-quartzite dur.	

6	1,0	CO_4	19	grès fin, feldspathique, à mouches rouille d'oxydes de fer, légèrement carbonaté, à cassure grise ou brunâtre, avec au sommet des galets mous ferrugineux.	TA 1554
5	2,5	CO_4	19	grès fin, plus ou moins argileux, micacé, verdâtre, à débit en plaquettes, avec joints ferrugineux de limonite de quelques millimètres à 2 cm d'épaisseur.	
4	1,0	CO_4	19	grès fin, massif, à cassure grisâtre, à rares encroûtements ferrugineux.	
3	5,0	CO_4	19	grès plus ou moins argileux, ocre et verdâtre, à minces lits riches en micas.	
2	1,5	CO_4	19	non vu.	
1	2,0 et plus	CO_4	19	falaise de grès fin à moyen, feldspathique, à passées grossières ; équivalent du niveau 5 de la coupe A.	
	14,0	CO_4			

La stratigraphie de CO_5, épais d'une vingtaine de mètres, varie très rapidement d'une coupe à l'autre. A 100 m en aval de la coupe B nous avons noté, au-dessus de la falaise constituée par le niveau 9, et de haut en bas :

- 5 m environ de calcaire dolomitique silteux, noirâtre, en plaquettes, affleurant mal.
- 0,8 m de roche carbonatée conglomératique à nombreux accidents siliceux.
- 5,5 m de calcaire dolomitique brun, lité en bancs de 10 à 30 cm, avec de rares Stromatolites.

Cette coupe schématique montre la disparition, en une centaine de mètres, du faciès à récifs de Stromatolites.

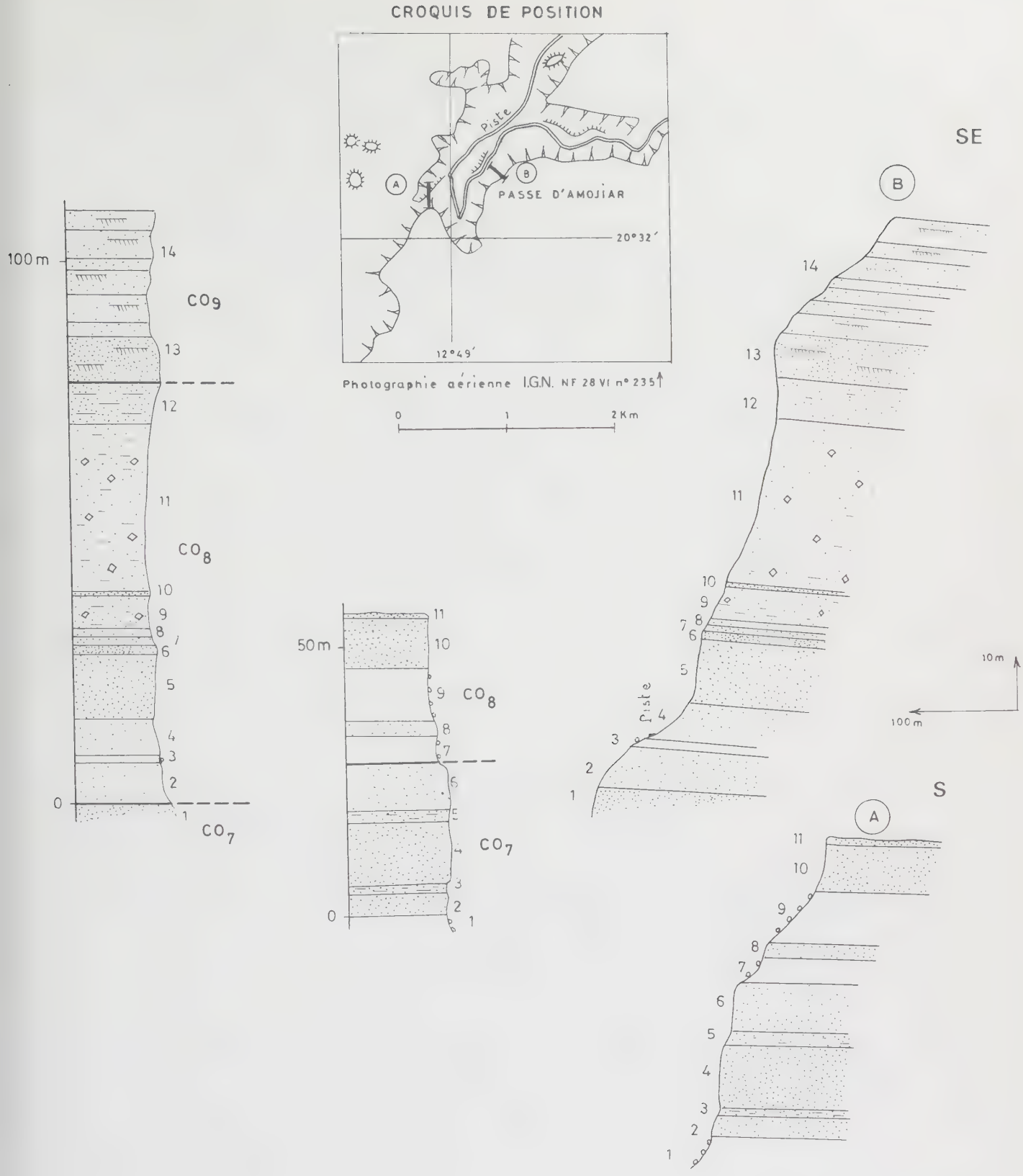
CO_4, épais de 38,5 m, est très feldspathique et montre de nombreuses passées grossières à quartz arrondis millimétriques.

CO_6, épais de 87 m, est constitué de grès et grès-quartzite fins, plus ou moins argileux, à rares passées grossières, avec des empreintes de trémies de sel (niveau 15).

2) Coupes 42 A et B de CO_7 et CO_8 dans la passe d'Amojiar (fig. 127)

Cette coupe complète la coupe d'Aouïnt Amojiar (fig. 126) en précisant la lithologie des niveaux CO_7 et CO_8 ; elle est levée à l'extrémité SW de la passe routière.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
11	1,0	CO_8	23	grès grossier à quartz arrondis de 0,5 à 0,6 mm, à ciment ferrugineux rouille peu abondant, noir, scoriacé, à débit en gueuses.	
10	9,0	CO_8	23	grès fin, légèrement calcaire, en bancs noirs de 10 à 20 cm mal individualisés, à cassure grise et à ripple-marks.	
9	10,0	CO_8	23	éboulis avec rares affleurements de grès fins.	



COUPES 42 A ET B DE CO_7 A CO_9 DANS LA PASSE D'AMOJIAR

Figure 127

8	2,5	CO_8	23	grès fin à très fin, légèrement calcaire, à mouches rouille de 1 à 4 mm ; en bancs sombres de 10 à 20 cm.	
7	5,0	CO_8 ?		éboulis.	
	27,5	CO_8			
6	9,0	CO_7	22	grès très fin à siltstone feldspathique, rosé ou ocre, à patine sombre, vacuolaire, à encroûtements et balles de limonite et à ripple-marks ; débit en gueuses de petite taille.	TA 1564 L.M.
5	2,8	CO_7	22	grès fin micacé, tendre, à débit en plaquettes.	
4	11,5	CO_7	22	grès très fin à siltstone, feldspathique, micacé, vacuolaire, à galettes de grès et de siltstone micacés, verdâtres, à cassure grise, à patine sombre, à débit en grandes gueuses.	TA 1563 L.M.
3	1,5	CO_7	22	grès fin micacé, verdâtre, tendre, en plaquettes.	
2	4,0	CO_7	22	grès très fin, en bancs massifs ou en fines passées micacées, fissiles, à ripple-marks et à encroûtements et balles limonitiques.	
	28,8	CO_7			
1	3,0	CO_6 ?		éboulis.	

- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
14	22,0	CO_9	24	grès-quartzite fin à moyen, à mouches millimétriques brunes constituées de quartz colorés par des oxydes et hydroxydes de fer, à très belles stratifications obliques ; altération importante le long des joints de stratification donnant naissance à de nombreux abris sous roche garnis d'une industrie néolithique abondante.	TA 1575 L.M.
13	8,5	CO_9	24	grès-quartzite fin, feldspathique, brun noir, à cassure blanche ou ocre, à nombreuses taches rouille millimétriques, à dentrites de manganèse et à stratifications obliques ; ensemble massif en bancs de 0,2 à I m formant falaise.	TA 1574 L.M.
	30,5	CO_9			
12	7,5	CO_8	23	grès-quartzite fin, parfois moyen, feldspathique, légèrement argileux, avec nombreuses inclusions d'oxydes de fer, lité, en bancs de 5 à 10 cm.	TA 1573 L.M.
11	31,0	CO_8	23	grès fin à moyen, argileux, micacé, mauve à rares passées vertes, à débit esquilleux et à empreintes de trémies de sel ; rares bancs de 10 cm de grès très fin à ciment dolomitique (CaO : 6,4 % ; MgO : 4,6 %).	TA 1571 R.X TA 1572 L.M.,R.C.

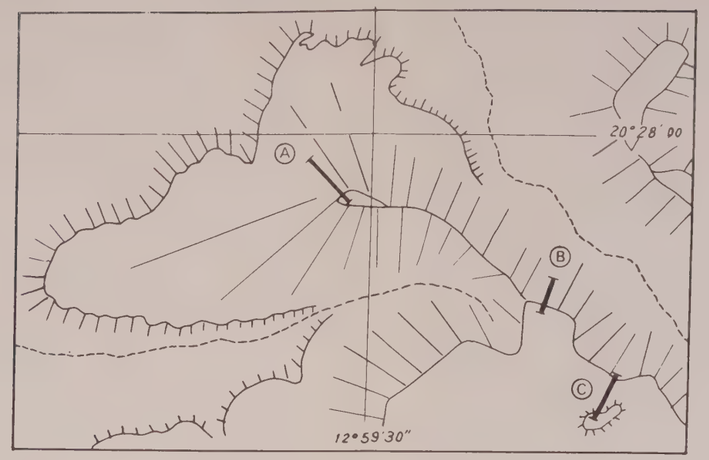
10	0,5	CO_8	23	grès fin, parfois moyen, feldspathique, à ciment carbonaté peu abondant (CaO : 3,6 % ; MgO : 1,5 %), à stratification irrégulière, à patine sombre, à cassure verdâtre : nombreuses cavités millimétriques partiellement comblées par des oxydes et hydroxydes de fer.	TA 1570 L.M.,R.C.
9	6,5	CO_8	23	grès fin à moyen, argileux, verdâtre, à débit esquilleux, à passées de grès fin à moyen carbonaté, dur, à stratification irrégulière, et de grès grossier à très grossier à quartz arrondis millimétriques ; empreintes de trémies de sel et joints ferrugineux.	TA 1569
8	1,5	CO_8	23	grès fin à moyen, affleurant mal.	
7	1,5	CO_8	23	grès fin à moyen à ripple-marks.	
6	1,5	CO_8	23	grès à grès-quartzite fin, parfois moyen, feldspathique, légèrement carbonaté, à passées grossières, en bancs de 30 à 50 cm et à stratifications obliques ; forme une petite falaise sombre.	TA 1568 L.M.
5	12,0	CO_8	23	grès à grès-quartzite fin à moyen, feldspathique, avec un peu de ciment carbonaté, dur, vacuolaire, à cassure grise.	TA 1567 L.M.
4	7,0	CO_8	23	grès fin à moyen, légèrement carbonaté, vacuolaire, en bancs durs, à stratification irrégulière, à rares passées de grès hétérogranulaire, feldspathique, à ciment carbonaté (CaO : 4,8 % ; MgO : 2,1 %), à quartz arrondis de 0,6 à 1,5 mm.	TA 1565 TA 1566 L.M.,R.C.
3	1,6	CO_8	23	non vu ; remblai de la piste Atar - Chinguetti.	
2	7,5	CO_8	23	grès fin à moyen, légèrement carbonaté, dur, vacuolaire, en bancs amygdalaires de 10 à 50 cm d'épaisseur, à cassure rosée, à patine sombre, et à intercalations plus tendres de grès à débit rognoneux.	
	78,1	CO_8			
1	5,0 et plus	CO_7	22	grès fin à moyen, à patine sombre, formant une falaise	

CO_7, épais de 29 m, est constitué de grès très fins, souvent feldspathiques, durs, formant une falaise ayant tendance au surplomb. CO_8, épais de 78 m, est plus tendre et forme talus ; le faciès dominant est un grès fin à moyen, feldspathique, légèrement carbonaté et argileux ; les passées grossières, à quartz arrondis, probablement éoliens, sont moins abondantes que dans CO_6 ; on y rencontre également quelques empreintes de trémies de sel.

3) Coupes 37 B et C de CO_6-CO_8 au Nord de la passe de Serize (fig. 128)

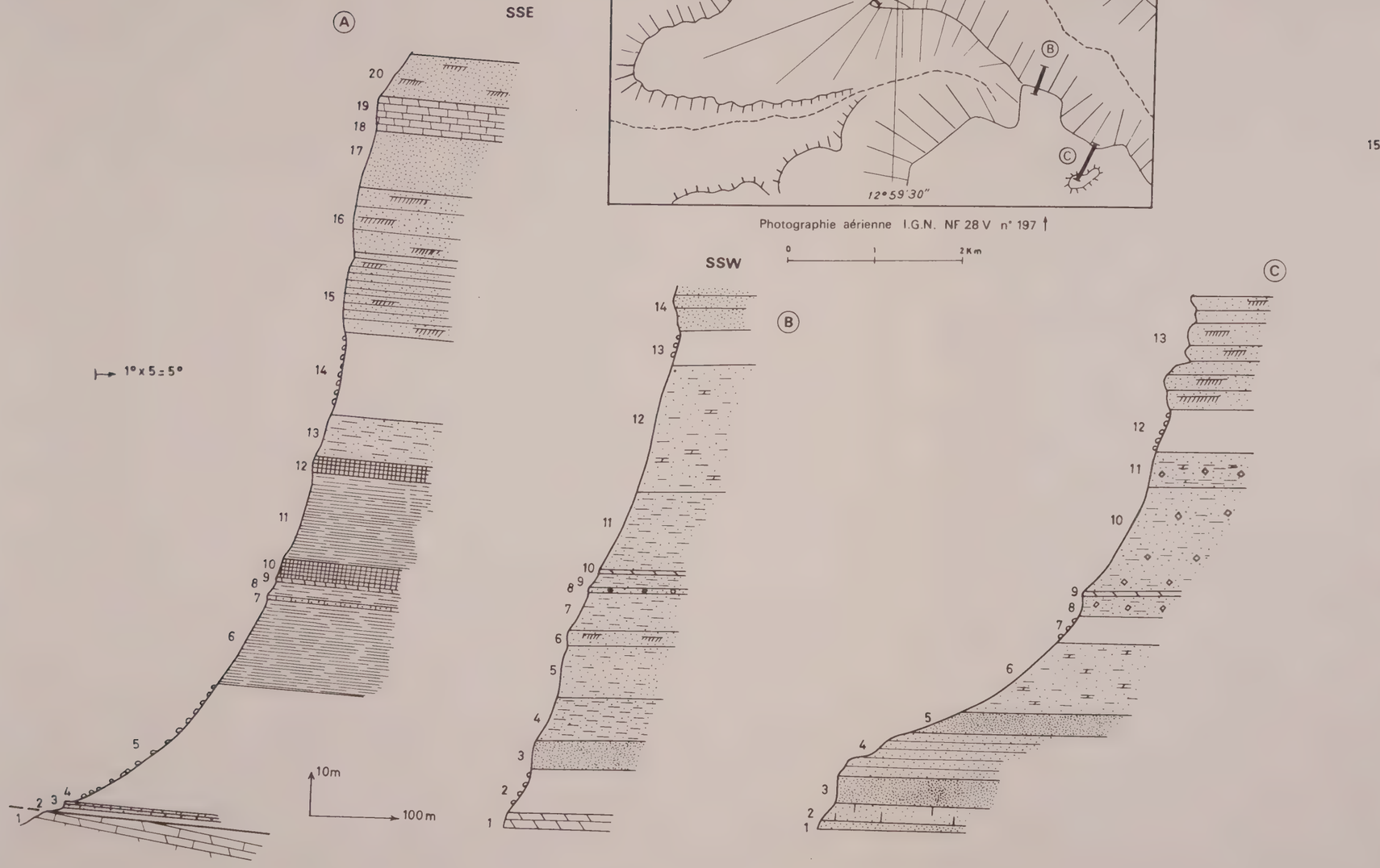
Ces deux coupes complètent la coupe A décrite dans l'étude du groupe de Bthaat Ergil (p.260).

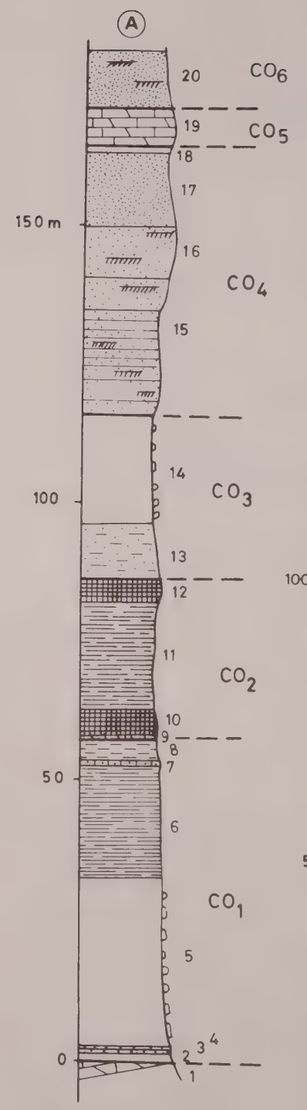
CROQUIS DE POSITION

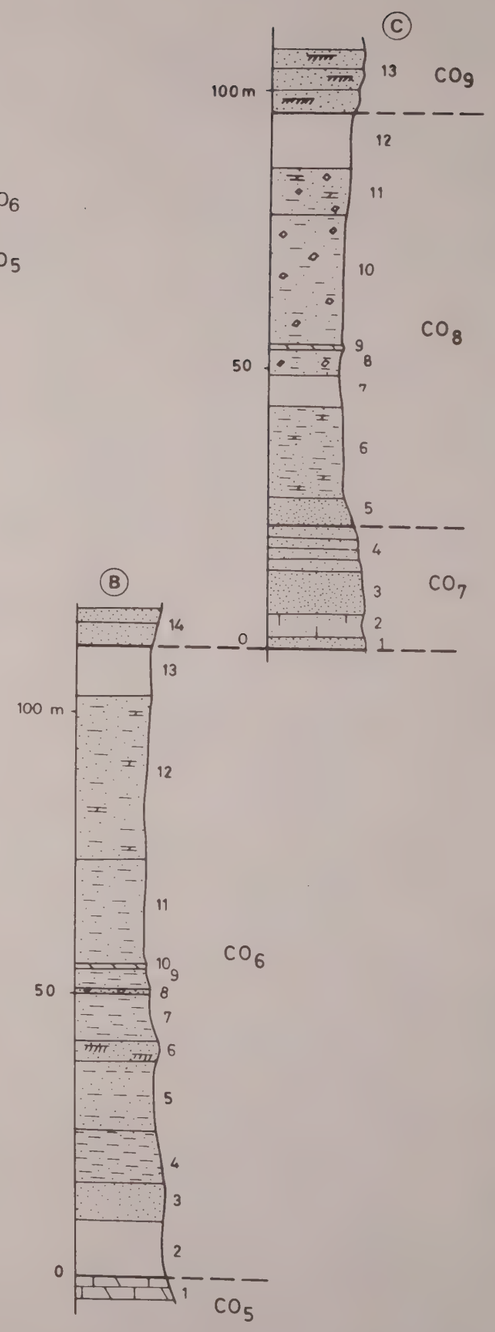


Photographie aérienne I.G.N. NF 28 V n° 197 ↑

0 1 2 Km







COUPES 37 A, B ET C DES GROUPES DE BTHAAT ERGIL ET DE LA FALAISE D'ATAR AU NORD DE LA PASSE DE SERIZE

Figure 128

- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
14	5,0 et plus	CO_7	22	alternance de grès à grès-quartzite fin, dur, vacuolaire et de grès argileux en plaquettes, à ripple-marks, à galets mous de shale et à balles de limonite de quelques millimètres.	
13	9,0	CO_6	21	éboulis.	
12	29,0	CO_6	21	grès fin à très fin et siltstone, argileux, micacés, mauves, à débit en esquilles et en aiguilles, à intercalations décimétriques de grès dur légèrement carbonaté, à cassure rosée, vacuolaire, à galettes de shale vert.	TA 1549 R.X TA 1550
11	19,0	CO_6	21	grès fin, micacé, argileux, mauve, à débit esquilleux à intercalations de grès dur micacé en bancs amygdalaires.	TA 1547 TA 1548
10	0,8	CO_6	21	dolomie à patine brune, à cassure grise, litée en bancs décimétriques.	TA 1551
9	3,5	CO_6	21	grès fin, argileux, rougeâtre.	
8	0,8	CO_6	21	grès fin, légèrement carbonaté, à empreintes de trémies de sel, à *mud-cracks* parfois remaniés, à balles de limonite de quelques millimètres et à débit en gueuses ; forme une barre nette dans la morphologie.	
7	8,5	CO_6	21	shale silteux ou finement gréseux et grès fin argileux.	
6	3,5	CO_6	21	grès fin, massif, kaolinique (?), vacuolaire, à cassure blanche, à débit en gueuses, à stratifications obliques et à balles millimétriques de limonite ; forme une petite falaise.	TA 1546
5	12,0	CO_6	21	alternance de grès fin, lité, dur, à débit en gueuses, et de shale silteux, ou finement gréseux, mauve et vert ; faciès voisin du niveau 7.	
4	9,5	CO_6	21	shale silteux, micacé, lie de vin, à rares passées vertes, fissile ou à débit rognoneux, à rares et minces intercalations gréseuses.	TA 1545
3	6,5	CO_6	21	grès fin, vacuolaire, en bancs de 10 à 50 cm, à patine noire, à cassure verdâtre, à débit en gueuses ; fines intercalations de grès argileux en plaquettes.	
2	10,0	CO_6 ?	21 ?	éboulis ; non vu.	
	112,1	CO_6			
1	2,0 et plus	CO_5	20	dolomie à dolomie calcaire, fauve, litée, en bancs de 10 à 25 cm, à nombreuses balles de limonite de 0,5 à 2 mm de diamètre.	

- Coupe 6

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
13	25,0	CO_9	24	grès et grès-quartzite fins, à cassure claire, à patine sombre, à débit en grosses masses arrondies, à stratifications obliques et à rares passées finement litées.	TA 1543
12	10,5	CO_8	23	éboulis.	
11	8,0	CO_8	23	grès fin, légèrement argileux, à empreintes de trémies de sel, à passées grossières à quartz arrondis de 0,5 à 0,8 mm et à fines intercalations de dolomie micacée, finement gréseuse, riche en dendrites de manganèse.	TA 1542
10	23,5	CO_8	23	grès fin à très fin et siltstone argileux, rougeâtres, à empreintes de trémies de sel, à débit rognoneux ou en esquilles, à intercalations de 2 à 10 cm de grès fin, dur, amygdalaire, à cassure grise.	TA 1541
9	0,6	CO_8	23	dolomie brune, litée, à stratification ondulée, à cubes et octaèdres de magnétite.	TA 1540
8	4,5	CO_8	23	grès fin, argileux, rougeâtre, à belles empreintes de trémies de sel, à galets mous et à passées grossières à quartz arrondis de 0,5 à 0,8 mm.	TA 1539
7	6,0	CO_8	23	éboulis.	
6	16,0	CO_8	23	grès fin, légèrement carbonaté, tendre, vacuolaire, à nombreux galets mous argileux rougeâtres, à ripple-marks, à patine noire ou rougeâtre et à rares passées de grès dur ; l'ensemble affleure mal.	TA 1538
5	5,0	CO_8	23	grès à grès-quartzite fin à très fin, affleurant mal.	
	74,1	CO_8			
4	10,0	CO_7	22	grès fin à très fin, à cassure rosée, à galettes de plusieurs millimètres de shale micacé rose ou vert, à ripple-marks, à balles millimétriques de limonite, et à fines passées de grès fin, argileux, en plaquettes.	TA 1537
3	6,0	CO_7	22	grès fin à très fin, très voisin du niveau 4, formant une petite falaise verticale.	
2	4,0	CO_7	22	grès fin, légèrement carbonaté, à cassure rosée, friable, à débit rognoneux, en bancs massifs.	TA 1536
1	2,0	CO_7	22	grès à grès-quartzite fin à très fin, à cassure claire, à mouches rouille de 0,1 mm, à ripple-marks, à balles millimétriques de limonite ; en bancs de 20 à 50 cm.	
	22,0	CO_7			

CO_7 ne forme plus une falaise monolithique comme dans la passe d'Amojiar et, de ce fait, ses limites avec CO_6 et CO_8 deviennent floues. L'épaisseur de l'ensemble CO_6 + CO_7 + CO_8 est sensiblement constante et égale à 200 m environ. Dans CO_6 et CO_8 apparaissent des intercalations dolomitiques absentes dans les coupes de la passe d'Amojiar.

4) Coupes 38 B et C de CO_6-CO_8 à Lekhleïgate (fig. 129)

Ces deux coupes complètent la coupe A décrite dans l'étude du groupe de Bthaat Ergil (p. 268).

- Coupe B

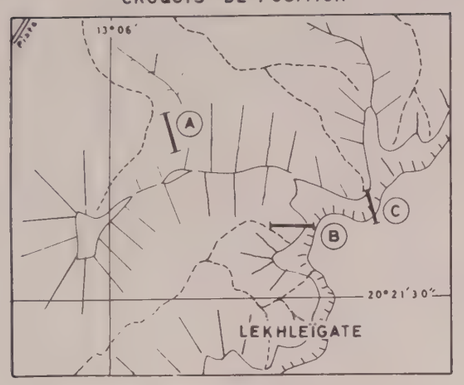
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
18	5,0 et plus	CO_7	22	grès à grès-quartzite fin, dur, à cassure brune ou verte, parfois légèrement carbonaté, à balles de limonite de quelques millimètres, et à passées de grès argileux plus tendre ; forme falaise.	
17	23,0	CO_6	21	alternance de grès très fin, à siltstone, feldspathique, carbonaté, dur, à patine sombre, à cassure verte, en bancs de 5 à 15 cm, à balles de limonite de quelques millimètres, et de grès fin, argileux, micacé, vert, à débit esquilleux.	TA 1495 L.M. TA 1494 R.X
16	6,5	CO_6	21	éboulis.	
15	23,0	CO_6	21	alternance de grès très fin à siltstone à ciment argilo-ferrugineux, dur, lité, en bancs de 10 cm, à débit en gueuses, et de shale silteux à siltstone argileux, micacé, rouge et vert, à débit esquilleux et à rares empreintes de trémies de sel ; niveau voisin de 17, mais plus dur.	TA 1493 L.M. TA 1492
14	0,5	CO_6	21	dolomie calcaire (CaO : 29,4 % ; MgO : 13,6 %), silteuse, à patine brune, à cassure gris vert et à rognons de marcassite limonitisée.	TA 1497 bis R.C.
13	2,5	CO_6	21	éboulis.	
12	2,0	CO_6	21	grès fin, argileux micacé, lité, en bancs de 1 à 5 cm, à ripple-marks, à empreintes de trémies de sel et à rognons de marcassite limonitisée (pl. photo. XVI B).	TA 1491
11	6,0	CO_6	21	éboulis.	
10	6,5	CO_6	21	grès à grès-quartzite très fin et siltstone, feldspathiques, à cassure verdâtre mouchetée de points rouille et à débit en gueuses.	TA 1490 L.M.
9	3,5	CO_6	21	éboulis avec rares affleurements (en place ?) de shale gréseux vert à quartz arrondis de 0,5 à 1 mm.	
8	1,7	CO_6	21	grès fin, feldspathique, dur, à patine sombre, à balles de limonite de plusieurs centimètres et à débit en gueuses.	
7	8,0	CO_6	21	éboulis.	
6	1,0	CO_6	21	grès fin, feldspathique, à patine sombre, à débit en gueuses ; forme une petite falaise.	TA 1489
5	8,0	CO_6	21	grès très fin à siltstone, feldspathique, à ciment argilo-ferrugineux, rougeâtre ou vert, en fines passées tendres à débit esquilleux, ou en bancs décimétriques plus durs.	TA 1488 L.M.

4	7,0	CO_6	21	grès à grès-quartzite fin à très fin, feldspathique, avec parfois un peu de ciment ferrugineux et carbonaté, à cassure blanchâtre, à balles de limonite de plusieurs centimètres, lité, en bancs de 20 à 40 cm, à débit en gueuses ; forme une falaise.	TA 1487 L.M.
3	3,0	CO_6	21	grès à grès-quartzite fin, à cassure verte, en bancs amygdalaires, à balles de limonite de quelques millimètres à plusieurs centimètres.	TA 1486
2	2,5	CO_6 ?	21 ?	éboulis.	
	104,7	CO_6			
1	3,5	CO_5	20	calcaire dolomitique à Stromatolites de type LLH-C, à patine brune ; affleure mal dans le lit d'un petit oued.	

- Coupe C

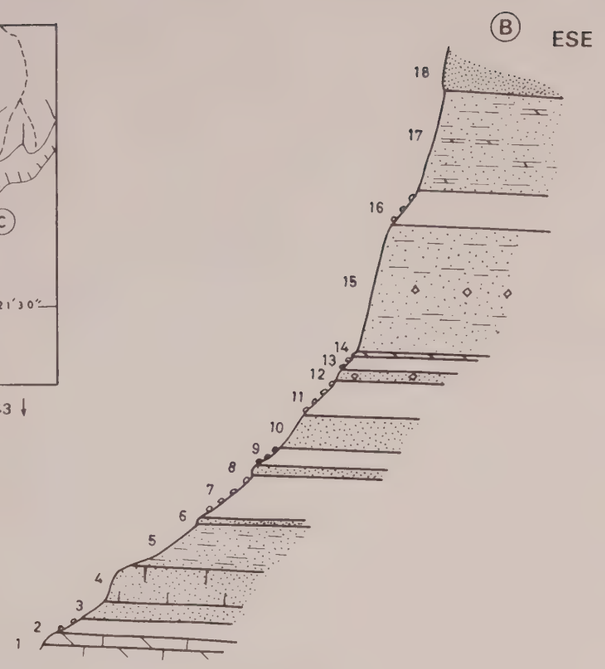
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
18	5,0	CO_9	24	grès-quartzite fin, à cassure cassonade, à lits de grès ferrugineux sombre, à stratifications obliques et à débit en gros blocs.	TA 1484 L.M.
17	24,0	CO_9	24	grès-quartzite très fin, à cassure mauve ou brune, à stratifications obliques.	
16	14,5	CO_9	24	grès-quartzite fin, à cassure mauve mouchetée de noir (fer), à débit en énormes blocs aux bords arrondis qui constituent de nombreux abris sous roche riches en industries néolithiques.	TA 1483 L.M.
15	3,7	CO_9	24	grès-quartzite fin à moyen, avec quelques passées grossières, à cassure cassonade, à patine noire, en bancs massifs de 0,20 à 1 m, à débit en gueuses, en blocs arrondis et en grandes dalles.	TA 1482 L.M.
	47,2	CO_9			
14	11,5	CO_8	23	éboulis avec énormes blocs de CO_9.	
13	4,0	CO_8	23	grès à grès-quartzite hétérogranulaire, micacé, légèrement ferrugineux, verdâtre, à galettes de 1 mm à 1 cm de siltstone ferrugineux, à débit rognoneux.	TA 1481 L.M.
12	1,0	CO_8	23	grès-quartzite hétérogranulaire, très légèrement carbonaté, à cassure brune, à patine noire, à galets mous millimétriques d'oxydes et hydroxydes de fer.	TA 1480 L.M.
11	22,0	CO_8	23	grès fin, argileux et shale silteux ou finement gréseux, micacés, verts et mauves, fissiles, à empreintes de trémies de sel, à bancs durs centimétriques de siltstone micacé, à ciment argileux et légèrement carbonaté (CaO : 3,1 % ; MgO : 0,2 %), verdâtre ; ensemble tendre.	TA 1478 R.X TA 1479 L.M.,R.C.

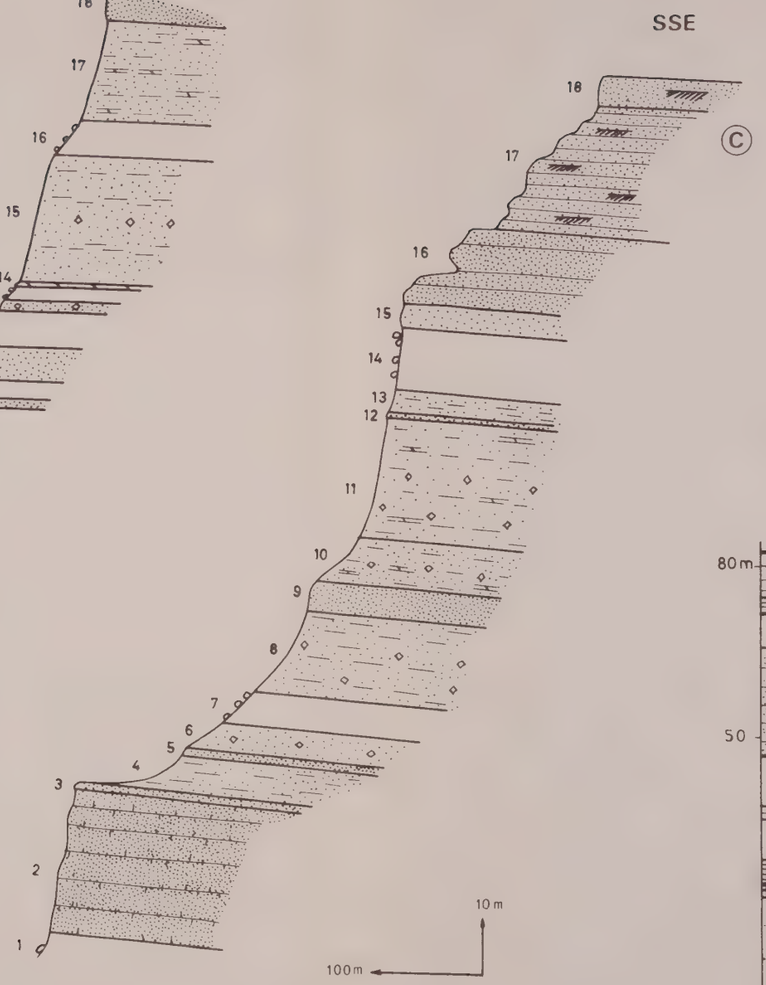
CROQUIS DE POSITION

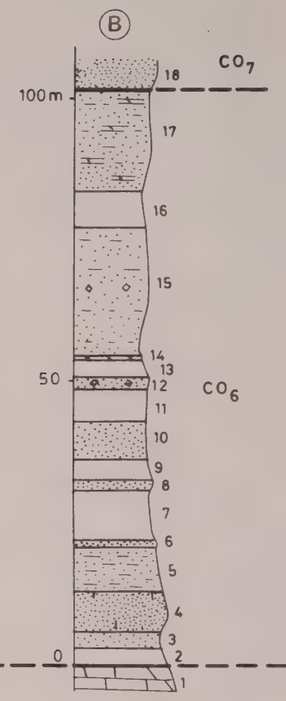


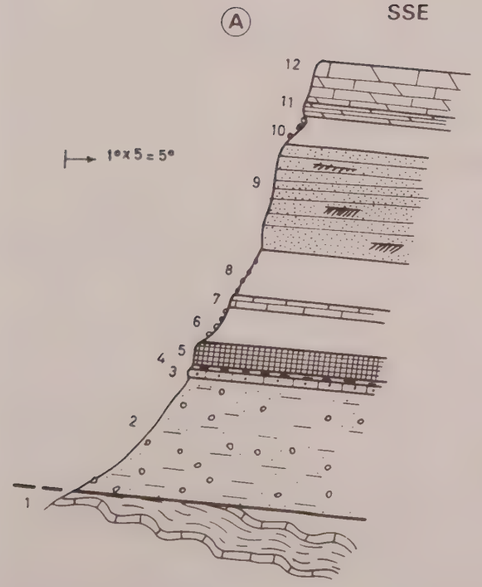
Photographie aérienne I.G.N. NF 28 V n° 143

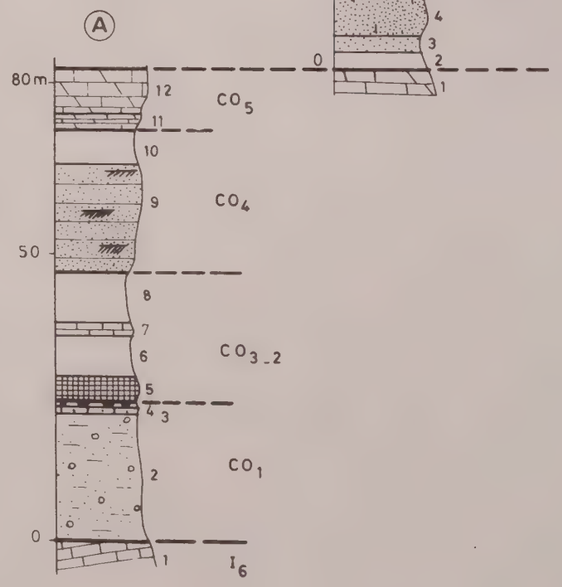
0 1 2Km

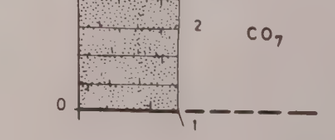












COUPES 38 A,B ET C DES GROUPES DE BTHAAT ERGIL ET DE LA FALAISE D'ATAR A LEKHLEÏGATE

Figure 129

10	8,5	CO_8	23	grès fin à très fin, feldspathique, légèrement carbonaté, à ciment de barytine, en petits bancs de 2 à 10 cm, à ripple-marks, à empreintes de trémies de sel, avec quelques passées plus tendres de grès fin argileux	TA 1477 L.M.
9	5,5	CO_8	23	grès fin, à cassure gris bleuté tacheté de rouille, à patine sombre, en bancs de 10 à 30 cm, à ripple-marks avec quelques passées plus tendres de grès fin argileux ; forme une petite falaise.	TA 1476
8	15,0	CO_8	23	grès à grès-quartzite très fin et siltstone feldspathiques, légèrement micacés, à cassure verdâtre, en bancs de 3 à 10 cm, à ripple-marks et à empreintes de trémies de sel, avec de fines intercalations de grès fin argileux fissile.	TA 1475 L.M.
7	6,0	CO_8	23	éboulis.	
6	5,0	CO_8	23	grès à grès-quartzite très fin, feldspathique, légèrement micacé, à cassure grise avec traînées rouille d'oxydes et d'hydroxydes de fer, en bancs de 10 cm environ, à stratification ondulée et à empreintes de trémies de sel.	TA 1474 L.M.
5	1,5	CO_8	23	grès fin, dur, massif, à patine noire, à ripple-marks et à débit en gueuses.	
4	7,0	CO_8	23	alternance de grès fin, massif, à cassure grise, en bancs réguliers et de grès fin argileux fissiles.	
	87,0	CO_8			
3	1,0	CO_7	22	grès fin, massif, formant, au toit de CO_7, une corniche bien visible dans la morphologie.	
2	31,0	CO_7	22	alternance de grès très fin à siltstone feldspathique, dur, à cassure brune ou verdâtre, à patine sombre, à très nombreuses balles de limonite de 2 mm à 4 cm, et de grès très fin à siltstone feldspathique, légèrement argileux et carbonaté (CaO : 0,8 % ; MgO : 0,2 %), à débit en plaquettes ; forment une falaise difficile à franchir.	TA 1472 L.M. TA 1473 L.M.,R.C.
	32,0	CO_7			
1	2,0	CO_6 ?		éboulis.	

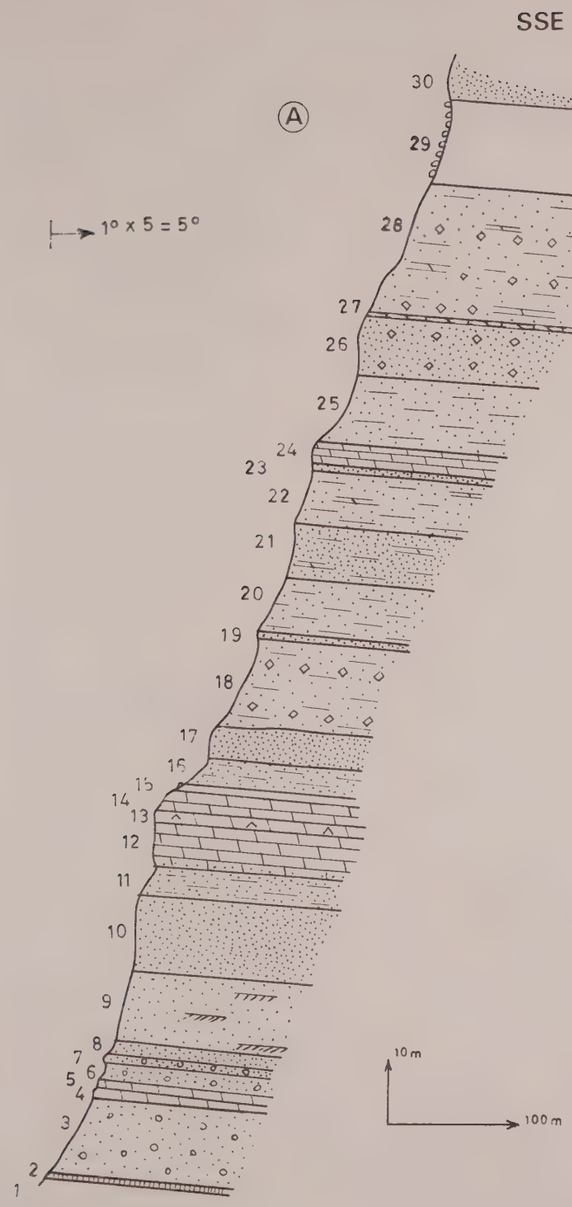
La coupe est très voisine de celle de la passe d'Amojiar ; l'ensemble CO_6 + CO_7 + CO_8 est un peu plus épais (224 m). CO_8 est riche en niveaux à empreintes de trémies de sel.

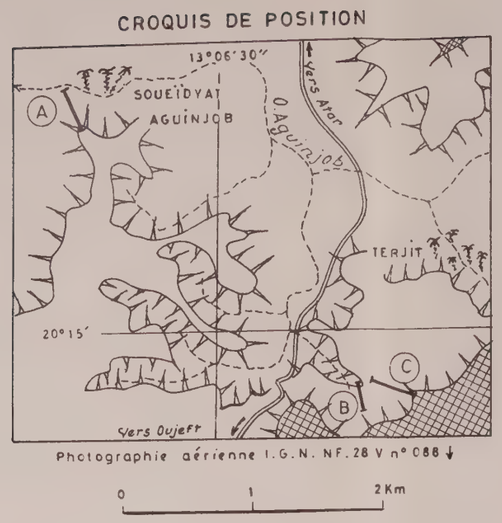
5) Coupes 43 A, B et C de CO_1(?)-CO_8 à Terjit Aguinjob (fig. 130)

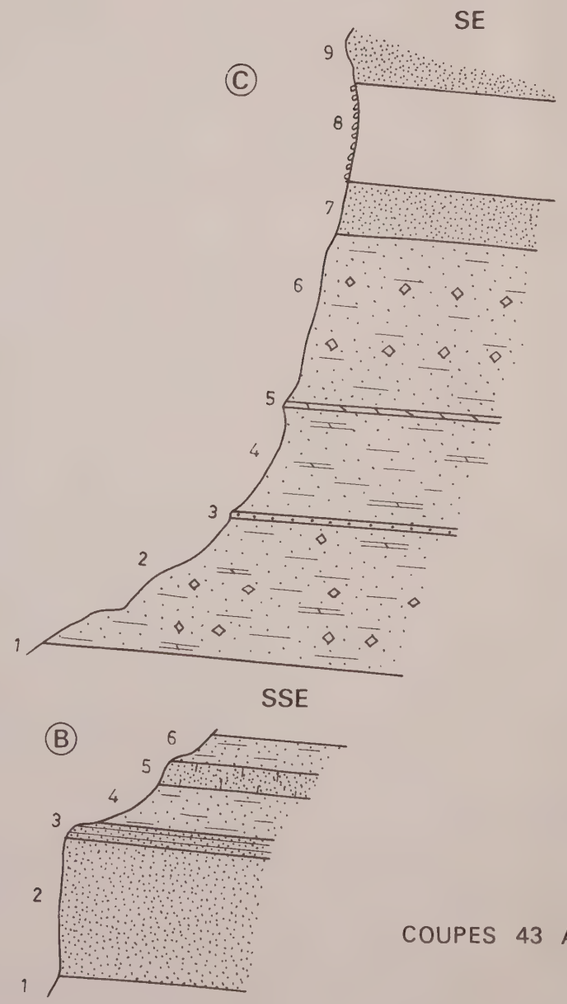
Ces coupes ont été levées dans l'Oued Aguinjob. Elles complètent la coupe 39 de Ras Aguinjob qui s'arrêtait à CO_5 (fig. 108). La coupe A se situe au Sud de la petite palmeraie de Soueïdyat Aguinjob, les coupes B et C à proximité de la piste d'Oujeft au SW de la palmeraie de Terjit.

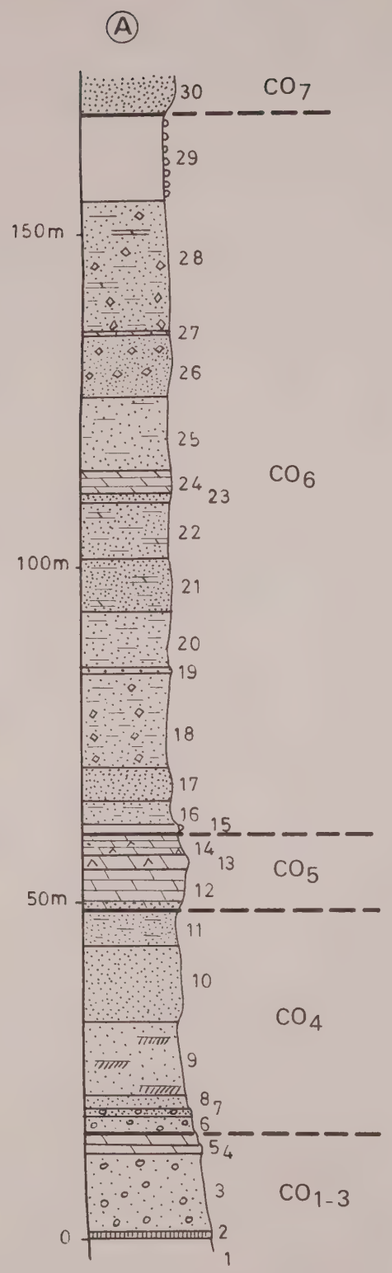
- Coupe A

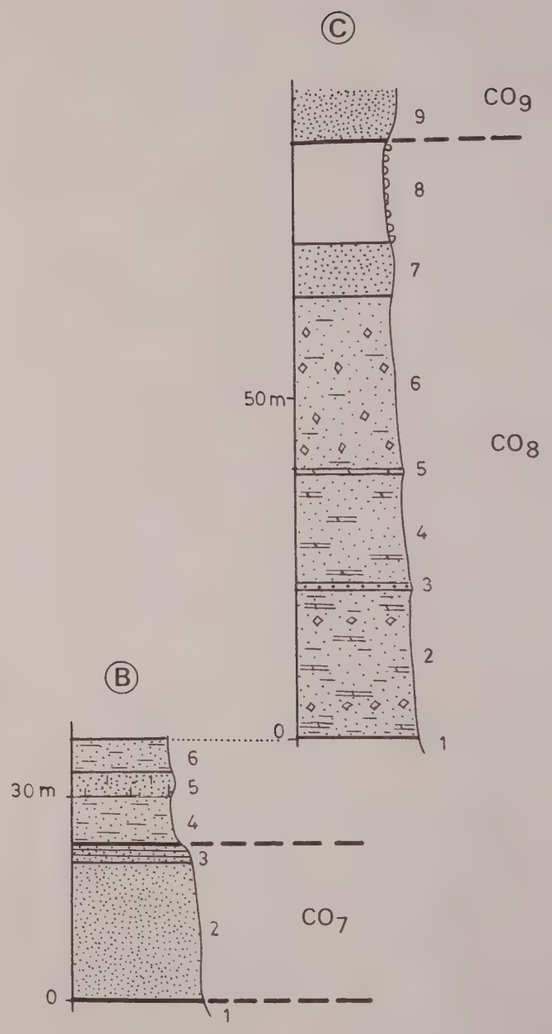
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
30	5,0 et plus	CO_7	22	grès fin, à cassure ocre, à patine sombre, en bancs de 5 à 15 cm, à ripple-marks ; le passage de CO_6 à CO_7 est progressif, la base de CO_7 contient quelques intercalations de grès argileux à débit rognoneux.	TA 1606
29	13,0	CO_6	21	éboulis avec rares affleurements de grès fin, argileux, micacé, lie de vin, fissile ou à débit rognoneux.	
28	20,0	CO_6	21	grès fin à très fin, argileux, micacé, mauve ou lie de vin, fissile ou à débit rognoneux, à géodes de calcite, avec des intercalations plus dures de siltstone à grès très fin, feldspathique, micacé, légèrement calcaire (CaO : 4,9 % ; MgO : 0,1 %), mauve ou ocre, à stratifications obliques et à empreintes de trémies de sel.	TA 1604 R.X TA 1605 L.M.,R.C.
27	0,2	CO_6	21	dolomie calcaire (CaO : 30,4 % ; MgO : 14,4 %), brune, légèrement silteuse.	TA 1603 bis R.C.
26	9,5	CO_6	21	grès fin à très fin, argileux, micacé, à débit rognoneux, avec quelques intercalations de grès grossier à quartz millimétriques arrondis et de grès très fin ou siltstone, feldspathique, dur, à ciment argileux, à empreintes de trémies de sel et à cristaux millimétriques de magnétite limonitisée ; ensemble massif à débit en gueuses.	TA 1603 L.M.
25	11,0	CO_6	21	grès fin à très fin, argileux, micacé, verdâtre, à débit esquilleux ou rognoneux, avec quelques intercalations de grès fin, micacé, plus dur ; pierres volantes de grès fin à empreintes de trémies de sel.	
24	3,4	CO_6	21	dolomie calcaire à dolomie (CaO : 28,8 % ; MgO : 17,1 %), à patine brune, à cassure fine grise et noire, en bancs de 2 à 15 cm avec joints de stratification silto-argileux et nombreux rognons de marcassite limonitisée.	TA 1602 L.M., R.C.
23	1,0	CO_6	21	grès fin à très fin, légèrement carbonaté, à rognons millimétriques et enduits limonitiques, formant un banc massif.	
22	8,0	CO_6	21	grès fin à très fin, plus ou moins argileux, à rares intercalations plus dures de grès fin et de shale, silteux, micacés, fissiles ; ensemble rubané affleurant mal.	
21	8,0	CO_6	21	grès très fin, feldspathique, à ciment calcaire (CaO : 12,0 % ; MgO : 0,0 %) à ripple-marks, à *mud-cracks* et à très nombreuses inclusions millimétriques de limonite ; ensemble massif, dur.	TA 1601 L.M., R.C.
20	8,5	CO_6	21	grès fin à très fin, argileux, micacé, verdâtre, en petits bancs à rares intercalations de grès fin plus dur.	
19	0,8	CO_6	21	grès-quartzite très fin, feldspathique, dur, vacuolaire, à très nombreuses galettes centimétriques de shale jaunâtre, avec au sommet quelques passées de grès grossier à très grossier.	TA 1600 L.M.











COUPES 43 A, B ET C DU GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR A TERJIT-AGUINJOB

Figure 130

18	14,0	CO_6	21	siltstone à grès très fin, passant parfois à un grès-quartzite, feldspathique, argileux, micacé, verdâtre, à débit en plaquettes ou en rognons, à empreintes de trémies de sel, à nombreuses inclusions millimétriques de limonite, alternant avec des shales silteux ou finement gréseux, micacés, verts.	TA 1599 L.M. TA 1598 R.X
17	5,0	CO_6	21	grès fin à très fin, massif, à patine sombre, à débit parallélépipédique, en bancs de 20 à 60 cm.	TA 1597
16	3,5	CO_6	21	grès fin, micacé, lité.	
15	1,5	CO_6 ?	21 ?	non vu.	
	107,4	CO_6			
14	3,0	CO_5	20	calcaire dolomitique ou dolomie calcaire, brun, à Stromatolites de type LLH-C, avec à la base des calcaires silto-argileux, à débit en rognons et en plaquettes affleurant mal.	
13	2,0	CO_5	20	dolomie calcaire (CaO : 32,1 % ; MgO : 17,7 %), brune, à cassure cristalline gris bleu, à Stromatolites centimétriques de type LLH-C.	TA 1596 R.C.
12	6,5	CO_5	20	dolomie calcaire à dolomie (CaO : 27,2 % ; MgO : 16,9 %), litée, à patine brune, à cassure gris noir, à débit parallélépipédique, en bancs de 10 à 40 cm à joints silto-argileux ; à la base ces dolomies sont silteuses.	TA 1595 R.C.
	11,5	CO_5			
11	5,0	CO_4	19	grès fin, argileux, micacé, à ripple-marks et grès fin feldspathique.	
10	11,5	CO_4	19	grès-quartzite hétérogranulaire, feldspathique, légèrement carbonaté, en bancs massifs, à cassure blanche mouchetée de rouille.	TA 1594 L.M.
9	11,0	CO_4	19	grès moyen, feldspathique, en bancs de 10 à 50 cm, à stratifications obliques avec quelques passées de grès grossier à très grossier.	TA 1593
8	2,0	CO_4	19	grès grossier à très grossier, vacuolaire, à patine brune.	
7	1,0	CO_4	19	grès-quartzite grossier à très grossier, conglomératique, feldspathique, légèrement carbonaté, vacuolaire, à patine brune, à stratifications obliques, avec galets centimétriques atteignant parfois un décimètre, de quartz, de roches carbonatées, de grès très fin, de grès ferrugineux, et galettes aplaties de siltstone ferrugineux tendre.	TA 1592 L.M.
6	2,5	CO_4	19	grès fin à moyen, argileux, verdâtre, à passées conglomératiques à quartz arrondis atteignant 5 mm.	
	33,0	CO_4			
5	1,5	CO_{1-4}	?	dolomie brune, à cassure cristalline bleutée, en bancs amygdalaires mal individualisés.	TA 1591

4	1,5	CO_{1-4}	?	dolomie à patine ocre, en bancs de 10 à 30 cm, avec au sommet des encroûtements de quelques millimètres à 1 cm de grès fin ferrugineux ; équivalent probable du niveau 7 de la coupe 39 de Ras Aguinjob.	TA 1590
3	12,0	CO_{1-4}	?	grès grossier à très grossier, verdâtre, à ciment calcaro-argileux, conglomératique, avec quartz arrondis de plusieurs millimètres et débris de jaspes, en bancs mal stratifiés se desquamant à la manière d'un granite ; réseau serré de fines diaclases cimentées par un calcaire argileux blanchâtre.	TA 1589
2	0,5	CO_{1-4}	?	silexite argileuse, verte, à cassure tranchante, finement stratifiée.	
1	2,0 et plus	CO_{1-4}?	?	éboulis et alluvions de l'Oued Aguinjob.	

- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	5,0	CO_8	23	alternance de grès fin, mauve, rognoneux et de grès fin, dur, en bancs de 10 cm ; au sommet s'individualise un banc épais de 40 cm bien visible dans la morphologie.	
5	3,7	CO_8	23	grès très fin à siltstone, feldspathique, légèrement carbonaté (CaO : 2,7 % ; MgO : 0,2 %), à cassure mauve, en bancs de 10 à 40 cm, à ripple-marks formant une petite falaise.	TA 1610 L.M. R.C.
4	7,0	CO_8	23	grès fin à très fin, micacé, mauve, à débit rognoneux, avec quelques intercalations de grès très fin à siltstone feldspathique, à ciment ferrugineux, dur, lité.	TA 1609 L.M.
	15,7	CO_8			
3	2,5	CO_7	22	grès fin à très fin, lité, à patine sombre, en retrait par rapport à la falaise du niveau 2 ; faciès voisin de TA 1609 et 1608.	
2	20,5	CO_7	22	grès très fin à siltstone, feldspathique, à fines intercalations de grès moyen, micacé, légèrement carbonaté, alvéolaire, à inclusions millimétriques de limonite, à cassure ocre ou blanchâtre, bien lité, formant corniche	
				à + 18 m	TA 1608 L.M.
				à + 10 m	TA 1607 L.M.
	23,0	CO_7			
1	2,0	CO_6 ?		éboulis.	

- Coupe C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	10,0 env.	CO_9	24	grès-quartzite fin, à cassure blanc rosé, à patine sombre ; sous une croûte de quartzification dure, sombre, épaisse de quelques millimètres, ces grès apparaissent comme très tendres.	TA 1618
8	15,0	CO_8 ?	23 ?	éboulis de CO_{10}.	
7	8,0	CO_8	23	grès fin, légèrement argileux, micacé, verdâtre, à débit en plaquettes, à pastilles millimétriques à centimétriques de grès argileux ou de shale finement gréseux, verts.	
6	25,5	CO_8	23	grès fin à très fin, argileux, micacé, mauve, rarement vert, à débit rognoneux et à empreintes de trémies de sel, à rares intercalations de grès grossier ou très fin et dur.	TA 1616 R.X TA 1617
5	0,6	CO_8	23	dolomie calcaire à dolomie (CaO : 30,5 % ; MgO : 17,0 %) brune, à cassure fine, noire mouchetée de limonite, en bancs de 5 à 10 cm, à très rares mouches de malachite.	TA 1615 L.M. R.C.
4	16,0	CO_8	23	grès hétérogranulaire, à ciment dolomitique (CaO : 4,2 % ; MgO : 2,0 %) peu abondant, mauve, à débit rognoneux à intercalations de grès grossier à très grossier et de grès fin dur.	TA 1614 L.M. R.C.
3	1,0	CO_8	23	grès fin, à patine noire, en lits décimétriques irréguliers à stratification ondulée.	
2	22,0	CO_8	23	grès fin, légèrement argileux, légèrement carbonaté, mauve, tendre, à débit rognoneux, à empreintes de trémies de sel, à passées de grès hétérogranulaire à ciment argileux et de grès fin dur, légèrement carbonaté, alvéolaire, à empreintes de trémies de sel et à stratification ondulée.	TA 1611 TA 1613 L.M. TA 1612
1	1,0 et plus	CO_8	23	éboulis masquant les grès fins mauves du niveau 6 de la coupe B.	
	89,1	CO_8			

A Terjit l'épaisseur de l'ensemble CO_6 + CO_7 + CO_8, voisine de celle mesurée dans la coupe 38 de Lekhleïgate, soit 235 m contre 224 m, est en légère augmentation. Ceci est dû à un faible épaississement de CO_8.

Les empreintes de trémies de sel sont très abondantes dans CO_6 et CO_8, dont le faciès moyen est un grès fin à très fin, souvent feldspathique, micacé, argileux, parfois légèrement carbonaté, avec des passées de grès hétérogranulaire, voire même grossier. Par rapport à la coupe 38 de Lekhleïgate, on enregistre une augmentation du nombre des intercalations dolomitiques dans CO_6.

CO_7 étant pétrographiquement voisin du sommet de CO_6 et de la base de CO_8, il ne forme plus un horizon nettement individualisé.

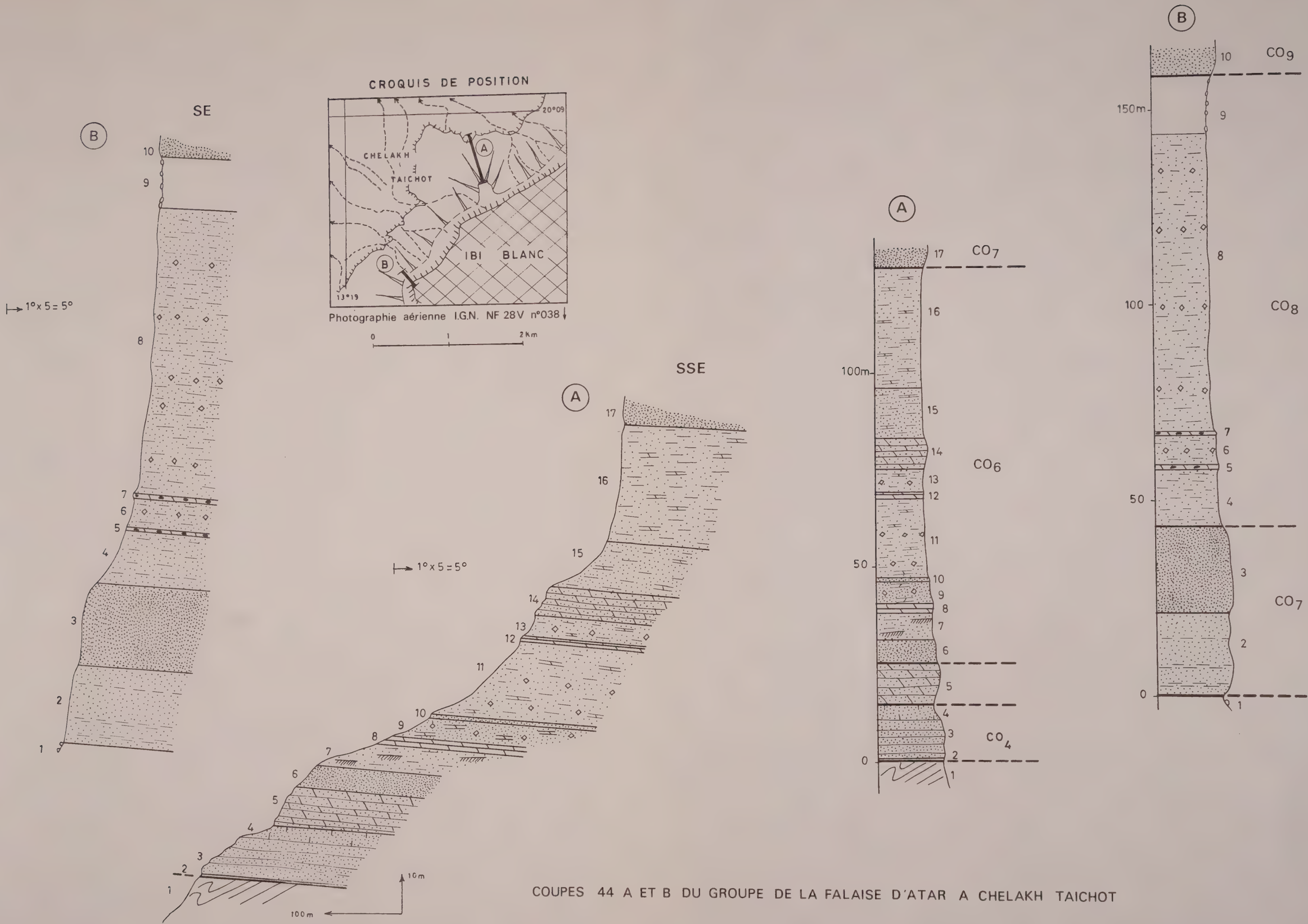
CO_5 est épais d'une dizaine de mètres. CO_4, épais de 33 m, est feldspathique et grossier, parfois conglomératique, alors qu'il était fin dans la coupe 38 A de Lekhleïgate.

6) Coupes 44 A et B de $CO_4(?)$-CO_8 à Chelakh Taichot (fig. 131)

Cette coupe est levée sur la bordure nord du massif des Ibis, au SW de la faille de l'Oued el Abiod.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
17	5,0 et plus	CO_7	22	grès fin formant falaise ; le passage entre les niveaux 16 et 17 est progressif.	
16	31,0	CO_6	21	shale silteux, ou finement gréseux et grès fin, argileux, rouge brique, à intercalations centimétriques de dolomie blanche ou rouge tachetée de vert ; faciès voisin de 15 mais plus riche en passées carbonatées.	
15	13,0	CO_6	21	shale silteux et finement gréseux, grès fin à très fin et siltstone argileux, rouge brique, à débit esquilleux, à fines intercalations de grès fin carbonaté, de dolomie calcaire et de calcaire dolomitique, à cassure verdâtre ou rosée, à nombreuses mouches millimétriques de limonite.	
14	8,0	CO_6	21	dolomie finement détritique (CaO : 21,6 % ; MgO : 13,56 %), à cassure fine, gris noir, à patine brune ou verdâtre, mal stratifiée, à débit esquilleux à la base, en bancs de 5 à 20 cm dans la partie médiane et en fines plaquettes au sommet.	TA 2013 R.C.
13	6,0	CO_6	21	grès fin, argileux, souvent carbonaté, violine, plus rarement vert, à ripple-marks, à *mud-cracks* parfois remaniés, à empreintes de trémies de sel et à intercalations centimétriques de grès fin, dur, et de dolomie, ocre, à cassure grise, verdâtre ou rosée et à nombreux dendrites de manganèse.	
12	1,5	CO_6	21	dolomie à patine brune, à cassure fine.	
11	20,5	CO_6	21	grès fin, argileux, carbonaté, violine, plus rarement vert, à intercalations de dolomie à empreintes de trémies de sel et de grès grossier feldspathique, à ciment rouille et à nombreux galets de shale.	TA 2012
10	1,0	CO_6	21	grès fin, légèrement carbonaté, feldspathique, à ripple-marks, à cassure blanche, à patine ocre, à débit en gueuses, piqueté de trous de 0,3 à 0,4 mm de diamètre.	
9	5,5	CO_6	21	grès fin, dolomitique, feldspathique, lité, à empreintes de trémies de sel.	
8	2,5	CO_6	21	dolomie claire, litée, avec au sommet des grès fins, carbonatés, en plaquettes à empreintes de trémies de sel.	TA 2011
7	7,0	CO_6	21	grès fin, argileux, violine, en petits bancs, à débit esquilleux ou en plaquettes et à stratifications obliques.	
6	6,0	CO_6	21	grès fin, feldspathique, à cassure grise ou blanchâtre, à patine sombre, à débit en gueuses.	TA 2010
	102,0	CO_6			



COUPES 44 A ET B DU GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR A CHELAKH TAICHOT

Figure 131

5	10,5	CO_5	20	dolomie finement gréseuse ou silteuse (CaO : 25,0 % ; MgO : 17,8 %), à cassure fine grise, à patine brune, lapiézée, bien stratifiée, en bancs de 5 à 25 cm, à stratifications obliques avec, au toit des bancs, des enduits sombres constitués de dolomie altérée.	TA 2009 R.C.
4	4,0	CO_4	19	grès fin, feldspathique, carbonaté, friable, blanchâtre, affleurant mal ; équivalent du sommet du niveau 7 de la coupe 40 de Nouakane (fig. 109).	
3	10,0	CO_4	19	grès hétérogranulaire, feldspathique, à débit irrégulier, à passées conglomératiques, à quartz millimétriques arrondis ; équivalent de la base du niveau 7 de la coupe 40 de Nouakane (fig. 109).	TA 2008
2	0,5	CO_4 ?	19 ?	éboulis masquant le contact de CO_4 avec le socle.	
	14,5	CO_4			
1	30,0 et plus			socle très peu altéré.	

- Coupe B schématique

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
10	5,0 et plus	CO_9	24	grès-quartzite, à cassure blanche, à patine noire, formant falaise.	
9	15,0	CO_8 ?	23 ?	éboulis.	
8	76,5	CO_8	23	grès fin à moyen, argileux, de couleur brique, à débit en esquilles ou en plaquettes, à nombreuses empreintes de trémies de sel.	
7	1,0	CO_8	23	dolomie à silex, à patine brune.	
6	7,5	CO_8	23	grès fin, argileux, violine et vert, à empreintes de trémies de sel et à débit en plaquettes.	
5	1,0	CO_8	23	dolomie à silex, à patine brune.	
4	14,5	CO_8	23	grès fin, argileux, rouge brique ou violine, à débit esquilleux.	
	115,5	CO_8(?)			
3	22,0	CO_7	22	grès fin, lité, formant une falaise abrupte.	
2	21,0	CO_7	22	grès fin, lité, avec, à la base, des intercalations de grès fin, argileux.	
	43,0	CO_7			
1	2,0	CO_6 ?		éboulis.	

Le lent accroissement d'épaisseur vers le SW de l'ensemble CO_8 + CO_7 + CO_6 se poursuit dans cette coupe, 261 m contre 235 m à Terjit. C'est essentiellement CO_7 (43 m) qui s'épaissit,

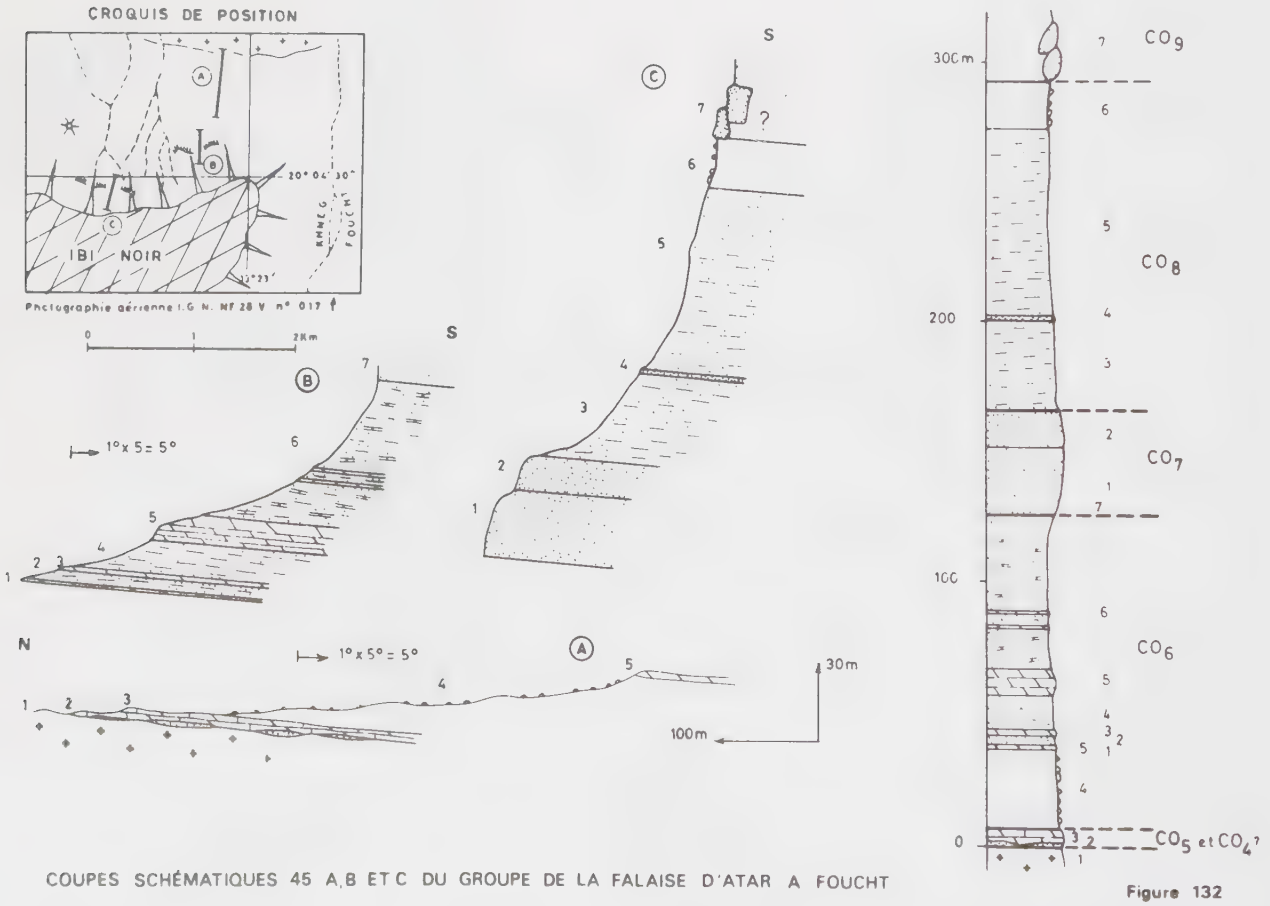
mais comme nous l'avons signalé à Terjit, vers le SW cette formation est mal individualisée et on y a peut-être englobé, à Chelakh Taichot, une partie de CO_6 ou de CO_8. Ce dernier, de son côté, gagne une dizaine de mètres.

CO_6 est nettement plus carbonaté qu'à Terjit : les grès ont très souvent un ciment dolomitique et de plus les intercalations de dolomies franches augmentent en nombre et en épaisseur.

CO_5, épais de 10,5 m, est dépourvu de Stromatolites. Quant à CO_4, il est beaucoup moins épais qu'à Terjit, 14,5 m contre 33 m. Il est aussi moins grossier, bien que directement transgressif sur le socle (fig. 85).

7) Coupes schématiques 45 A, B et C de $CO_4(?)$-CO_8 à Foucht (fig. 132)

Ces coupes ont été levées sur la corne de la rive gauche de l'Oued Foucht. Les épaisseurs sont approximatives, les pendages étant difficiles à apprécier. Ces coupes nous seront utiles lorsque nous essaierons de paralléliser la série 2 de l'Adrar avec le sédimentaire de la bordure NE de la série d'Akjoujt (région d'Iriji).



COUPES SCHÉMATIQUES 45 A,B ET C DU GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR A FOUCHT

Figure 132

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
5	0,5	CO_6	21	dolomie massive, à patine verdâtre, à cassure sombre et fine.	
4	30,0 env.	CO_6 ?		éboulis.	
3	5,0 env.	CO_5 ?		calcaire dolomitique et dolomie calcaire (CaO : 24,0 % ; MgO : 13,8 %), bleus, verdâtres, bruns, plissotés dans le reg, avec de nombreux yeux centimétriques de calcite blanche ; au sommet grès calcaire (CaO : 17,2 % ; MgO : 0,88 %) à cassure rosée, à croûte de décalcification grisâtre.	TA 531 R.C. TA 532 R.C.
2	0 à 0,5	CO_4 ?		grès moyen à grossier, feldspathique, et siltstone à aspect de silexite affleurant de façon discontinue.	
1	2,0 et plus			socle constitué de granite migmatitique à biotite.	

- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	2,0 et plus	CO_7	22	grès fin, lité, formant falaise.	
6	59,0 env.	CO_6	21	grès argileux et shale finement gréseux, rouge brique, à passées de dolomie rouge tachetée de vert à + 18 m 0,4 m de dolomie finement litée à + 12 m 1 m de dolomie à patine verdâtre	
5	10,0 env.	CO_6	21	dolomie à cassure fine, sombre, à patine verdâtre, bien litée, en bancs décimétriques au sommet, massive à la base ; ondulations métriques qui, par certains aspects, rappellent les niveaux à récifs de Stromatolites.	TA 2014
4	13,0 env.	CO_6	21	grès fin à très fin, argileux, ou shale finement gréseux, rouge brique, très diaclasé, à débit en esquilles ou en plaquettes.	
3	2,5	CO_6	21	dolomie verdâtre, bien litée.	
2	3,0	CO_6	21	grès fin à très fin, argileux, de couleur brique, à débit esquilleux.	
1	0,5	CO_6	21	dolomie verdâtre très voisine de celle du niveau 3 ; équivalent du niveau 5 de la coupe A.	
	88,0 env.	CO_6			

- Coupe C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	20,0 et plus	CO_9	24	grès-quartzite à patine sombre, en bancs massifs ; à la base blocs de plusieurs dizaines de m^3, détachés de la falaise mais qui paraissent en place.	
6	18,0	CO_8 ?	23 ?	éboulis de grès-quartzite de CO_9.	
5	71,0 env.	CO_8	23	grès fin à très fin, argileux, rouge brique, à débit en esquilles ou en plaquettes.	
4	1,0	CO_8	23	grès fin, à patine blanchâtre formant un banc massif bien visible dans la topographie.	
3	34,0 env.	CO_8	23	grès fin, argileux, de couleur brique ; faciès voisin du niveau 5.	
	124,0 env.	CO_8			
2	13,0	CO_7	22	grès fin, finement lité au sommet et formant falaise.	
1	25,0	CO_7	22	grès fin, formant falaise ; le contact CO_7 - CO_6 est peu net, il y a passage progressif entre les deux formations.	
	38,0	CO_7			

En adoptant un pendage moyen de 1°, la puissance de l'ensemble CO_6 + CO_7 + CO_8 est voisine de 280 m. Le niveau 5 de la coupe A est probablement l'équivalent du niveau 5 de la coupe 44 A de Chelakh Taichot. CO_5 serait alors, à Foucht, presque directement transgressif sur le socle. Seuls 0,5 m de grès feldspathiques peuvent, par intermittence, subsister entre ces dolomies calcaires et le socle.

8) Coupes schématiques du groupe de la Falaise d'Atar à Echerel (lat. N 20° 46' 30" ; long. W 12° 20' 30") et à El Moïlah (lat. N 20° 55' ; long. W 12° 13') (fig. 135)

Pour ces deux coupes levées sur la bordure SE de la Sebkha de Chemchane, nous nous limiterons aux données des logs récapitulatifs de la figure 135.

CO_4, épais de 30 m à Echerel, est un grès fin avec quelques passées grossières à conglomératiques. CO_5 forme une falaise bien nette, épaisse de 16,5 m à Echerel et de 20,5 m à El Moïlah ; les Stromatolites y sont peu abondants. L'ensemble CO_6 + CO_7 + CO_8 est épais de 157,5 m à Echerel et de 156 m à El Moïlah ; les faciès carbonatés y sont très rares, tout au plus peut-on noter quelques yeux de calcite dans les faciès gréseux ; les empreintes de trémies de sel sont également très rares.

La diminution d'épaisseur de l'ensemble CO_{8-6} vers le NE (156 m à El Moïlah contre 261 m à Chelakh Taichot) s'accompagne d'une disparition presque totale des faciès carbonatés et des faciès gréseux à empreintes de trémies de sel.

9) Récapitulation des descriptions des coupes du groupe de la Falaise d'Atar

L'étude de ces coupes nous permet d'individualiser 5 formations qu'il n'a pas été possible de subdiviser en niveaux plus fins. Les quatre formations supérieures CO_5-CO_8 correspondent exactement aux subdivisions C_{16}-C_{19} de Th. Monod (1952) ; CO_4 est l'équivalent de la partie supérieure de son C_{15} qui comprend, à la base, les shales plus ou moins siliceux que nous avons rattachés au groupe de Bthaat Ergil (CO_3).

a) *CO_4 ou grès-quartzites et grès hétérogranulaires feldspathiques de Terjit Aguinjob (niv. 19)*

Leur épaisseur varie de 14,5 m à Chelakh Taichot, où ils reposent directement sur le socle métamorphique et granitisé de l'Amsaga, à 49 m dans la coupe du Nord de la passe de Serize (fig. 128). A Foucht (fig. 132) on n'en trouve plus que des placages intermittents épais de moins de 0,5 m.

CO_4 est constitué de grès-quartzites et de grès hétérogranulaires, *très riches en feldspaths*, parfois légèrement carbonatés, à stratifications obliques, à ripple-marks, à empreintes de trémies de sel (coupes 35 et 36) et à balles de limonite ; les passées très grossières à microconglomératiques sont présentes dans toutes les coupes, mais surtout dans la coupe 43 de Terjit Aguinjob. Ces grès forment, sous les dolomies brunes de CO_5, un ensemble massif, sombre, caractérisé par un débit en grandes gueuses ou en parallélépipèdes.

b) *CO_5 ou dolomies et dolomies calcaires à Stromatolites d'Amojiar (niv. 20)*

Leur épaisseur varie de 8 m au Nord de la passe de Serize à 20 m dans la coupe 42 de la passe d'Amojiar ; d'une façon générale CO_5 s'amincit vers le SW. Ce sont des dolomies, dolomies calcaires, très rarement des calcaires dolomitiques, bruns, généralement bien lités, avec parfois quelques rognons de silex et des géodes de quartz enfumés. Les Stromatolites, peu abondants, sont de type lié (LLH-C) ou libre (SH-V) ; ils forment plus rarement (passe d'Amojiar) des récifs métriques semblables à ceux décrits dans la série 1.

c) *CO_6 ou grès argileux et grès-quartzites fins à très fins, feldspathiques, d'Aouint Amojiar (niv. 21)*

D'une façon générale, l'épaisseur de cette formation détritique augmente assez progressivement du NE au SW : de 60 m à Echerel, 87 m à Amojiar, 112 m au Nord de la passe de Serize, elle passe à environ 135 m à Foucht.

CO_6 est formé de grès et de grès-quartzites fins à très fins, souvent feldspathiques, argileux, micacés, parfois légèrement carbonatés, avec des passées de grès hétérogranulaires et de shales silteux ou finement gréseux. Dans les coupes de la zone sud-ouest apparaissent une ou plusieurs intercalations dolomitiques. C'est un ensemble assez tendre, bien lité, d'allure schistoïde et rubanée, de couleur verdâtre et violine, avec de nombreuses empreintes de trémies de sel, des ripple-marks, des concrétions de limonite dont certaines sont d'anciens rognons de marcassite.

d) CO_7 ou grès à grès-quartzites très fins, feldspathiques, de Serize (niv. 22)

Dans certaines coupes CO_7 forme une falaise nette, bien individualisée, souvent en surplomb ; dans d'autres coupes, notamment dans la zone sud-ouest, il passe progressivement vers le bas à CO_6 et vers le haut à CO_8 ; ses variations de puissance, de 20 à 40 m, sont donc sans grande signification.

C'est un ensemble relativement dur et massif, formant une falaise plus ou moins nette, encadré par les talus des formations plus tendres, CO_6 et CO_8. Il est constitué de grès et grès-quartzites très fins et de siltstones souvent feldspathiques, parfois légèrement carbonatés, ou légèrement argileux, à ripple-marks et concrétions limonitiques.

e) CO_8 ou grès argileux et grès-quartzites fins, feldspathiques, de la passe d'Amojiar (niv. 23)

CO_8, pétrographiquement très voisin de CO_6, garde une puissance très constante, autour de 70 m, au NE de la passe de Serize. Au-delà, vers le SW, il s'épaissit progressivement comme le niveau CO_6 : 104 m dans la coupe 43 de Terjit Aguinjob, 116 m à Chelakh Taichot et environ 124 m à Foucht.

CO_8 constitue une formation relativement tendre, de couleur lie de vin et verdâtre, finement litée, d'aspect rubané, dans laquelle affleurent principalement des grès fins souvent feldspathiques, argileux, micacés, parfois légèrement carbonatés, des grès-quartzites fins, des shales finement gréseux et de rares passées de grès hétérogranulaires et de dolomie brune. Les stratifications obliques, les ripple-marks et les empreintes de trémies de sel sont fréquents.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Nous étudierons successivement CO_4, CO_5 et l'ensemble CO_6-CO_8 qui, du point de vue pétrographique, est très homogène.

1) Les grès-quartzites et grès hétérogranulaires, feldspathiques, de Terjit Aguinjob, CO_4

Description macroscopique

C'est un ensemble massif, de couleur sombre, à débit en grandes gueuses ou en parallélépipèdes, qui se détache nettement dans la morphologie. Dans la partie nord-est il couronne les shales verts tendres du sommet de CO_3 ; dans la partie sud-ouest il repose presque directement sur la tillite (Aguinjob) ou bien sur le socle (Chelakh Taichot).

Ce sont des grès-quartzites et des grès hétérogranulaires *très riches en feldspaths*, avec des passées conglomératiques surtout importantes dans les coupes de la zone sud-ouest. Les stratifications obliques, formées dans l'eau, de petite taille, sont abondantes ; elles ne paraissent pas organisées en chenaux comme dans les horizons de base de la série 1 (I_1 et I_3). On y rencontre également des ripple-marks, des empreintes de trémies de sel, et de petites balles millimétriques de limonite. Certains bancs sont très légèrement carbonatés.

Description microscopique

a) Les grès hétérogranulaires feldspathiques CO_4,19 éch. TA 1523 et 1524

- texture détritique jointive à non jointive.
- *quartz* détritiques de 40 à 800 µ de diamètre. L'échantillon TA 1523 montre deux familles de quartz. La première, de 70 µ de diamètre moyen, est anguleuse à subanguleuse ; la seconde, de 450 µ de diamètre moyen, est arrondie et probablement d'origine éolienne.
- rares grains de *quartzite* à texture engrenée et de *siltstone* à ciment d'illites.
- les feldspaths sont assez abondants, formant dans l'échantillon TA 1524 15 % de la roche. Ce sont du *microcline* abondant, peu à pas altéré, des *feldspaths non maclés* certains limpides, de petite taille et probablement néoformés, d'autres détritiques, parfois nourris, assez souvent altérés en un mélange d'*illite* et de *kaolinite*.
- quelques paillettes de *biotite* en voie de décoloration, de très rares lamelles de *muscovite*, des *zircons*, de la *tourmaline verte* complètent la phase détritique.
- l'*hématite* et la *limonite* sont peu abondantes, elles forment de petites granulations ou dessinent le contour d'anciens rhomboèdres de carbonates silicifiés.
- le ciment, jamais abondant, est essentiellement argileux, *illites*, *kaolinite*, *chlorites* dont de la *pennine*.

b) Les grès-quartzites hétérogranulaires feldspathiques CO_4,19 éch. TA 1372, 1552 et 1553

- texture granulaire en mosaïque.
- la composition minéralogique de ces grès-quartzites est très voisine de celle des grès précédents. Les *quartz* détritiques, souvent assez gros, sont nettement arrondis à subarrondis. Les *feldspaths* sont relativement abondants (au moins 15 % dans chacun des échantillons étudiés) ; ils sont fréquemment nourris, l'auréole de nourrissage, grise ou brunâtre, se différenciant nettement du feldspath détritique plus clair. Le degré d'altération est extrêmement variable ; certains sont entièrement transformés en un mélange d'*illites* et de *kaolinite* coloré en brun par du *fer*. L'échantillon TA 1552 renferme de rares *plagioclases*.
  De petits *grains de silexite* sont présents dans les trois échantillons.

c) Les grès et grès-quartzites hétérogranulaires feldspathiques à ciment carbonaté peu abondant CO_4,19 éch. TA 1371, 1374, 1585, 1592 et 1594

- la granulométrie de ces grès et grès-quartzites est variable. Les échantillons TA 1371 et 1374 de la coupe 34 de Bthaat Ergil sont très fins, les échantillons TA 1585, 1592 et 1594 de la coupe 43 de Terjit Aguinjob sont moyens à très grossiers.
- les *feldspaths*, plus ou moins altérés et nourris, sont relativement abondants formant 25 % des échantillons TA 1374 et 1594.
- dans l'échantillon TA 1592 les morceaux de roches sont assez nombreux : *silexite* formée de *calcédoine* fibreuse brunâtre, roche quartzo-feldspathique (1 seul exemple), *quartzite* à texture engrenée.
  Les *carbonates*, probablement de la *calcite*, ne sont jamais très abondants ; ils forment dans les grès, associés à des *illites* et des *oxydes* et *hydroxydes de fer*, de grandes plages millimétriques englobant les minéraux détritiques. Ils proviennent, au moins pour une partie, de l'altération des feldspaths.
  Dans les grès-quartzites, les carbonates constituent des amas de petite taille entre les minéraux détritiques.

2) Les dolomies et dolomies calcaires à Stromatolites d'Amojiar CO_5

Description macroscopique

Au-dessus des grès et grès-quartzites durs et massifs de CO_4, CO_5 forme, légèrement en retrait, une petite falaise de couleur fauve.

Ce sont des dolomies bien litées, à rognons de silex et géodes de quartz enfumés, très pauvres en détritiques, renfermant quelques Stromatolites liés de type LLH, plus rarement libres de type SH-V et, dans le niveau 10 de la coupe 41 B d'Aouint Amojiar, des récifs de Stromatolites métriques orientés en moyenne N 120°. Au Sud-Ouest, dans les coupes 44 de Chelakh Taichot et 45

de Foucht, où CO_5 est directement transgressif sur le socle de l'Amsaga, les Stromatolites sont absents.

Description microscopique

Dolomies microcristallines parfois silteuses ou finement gréseuses CO_5,20 éch. TA 1525, 1555 et 1556

- texture microcristalline.
- les *carbonates*, essentiellement de la *dolomite*, forment des cristaux xénomorphes, plus rarement des rhomboèdres, de 40 à 60 µ de diamètre moyen. Dans l'échantillon TA 1556, et à un degré moindre dans TA 1525, alternent couches finement cristallisées (40 µ) et couches plus largement cristallisées (150 µ). Cette alternance est probablement d'origine organique (texture stromatolitique).
- les détritiques sont peu abondants et sont soit dispersés dans toute la lame (TA 1555), soit concentrés dans certains lits privilégiés. Le *quartz* est de la taille des silts ou des sables très fins. Les *feldspaths* sont rares, tout comme la *biotite* et la *muscovite*.
- l'*hématite et la limonite*, peu abondantes, colorent certains cristaux de carbonates ou bien forment de petites granulations dispersées dans la lame.

3) Les grès et grès-quartzites de CO_6, CO_7 et CO_8

Description macroscopique

Les grès argileux et grès-quartzites fins à très fins d'Aouînt Amojiar CO_6, et les grès argileux et grès-quartzites fins de la passe d'Amojiar CO_8 constituent, de part et d'autre de la falaise de CO_7, deux ensembles tendres, bien lités, d'aspect rubané, d'épaisseur voisine.

Ce sont des grès argileux souvent micacés et feldspathiques, parfois carbonatés, de couleur lie de vin et verdâtre, généralement fins, avec des intercalations dures de grès-quartzites, des passées tendres de shales finement gréseux et quelques intercalations de grès hétérogranulaires, à quartz de 0,6 à 1 mm arrondis probablement éoliens, qui rappellent certains faciès du I_3 de l'Oued Ntouiskes et d'Hamdoum.

CO_6 et CO_8 sont riches en *empreintes de trémies de sel*, notamment dans les coupes de la zone sud-ouest. On y trouve également des ripple-marks, des balles et des rognons de limonite dont une partie dérive de l'altération de masses crêtées de marcassite. Dans les coupes du Sud-Ouest apparaissent des intercalations de dolomie fauve, sans Stromatolites, plus importantes en nombre et en épaisseur dans CO_6 que dans CO_8.

Les grès à grès-quartzites très fins de Serize CO_7 forment, dans la région d'Atar, une paroi nette, abrupte, et même généralement en surplomb, difficile à franchir, qui couronne souvent les buttes témoins et avancées de la falaise. Ce sont des grès, des grès-quartzites fins à très fins, des siltstones souvent feldspathiques, parfois carbonatés, alvéolaires, bien lités, à débit en grands parallélépipèdes ou en gueuses. Les ripple-marks sont fréquents ainsi que les inclusions millimétriques de limonite.

C'est au mur de CO_7 que se placent les griffons des deux sources de la palmeraie de Terjit.

Vers le Sud-Ouest la falaise de CO_7 est moins nette, car elle se confond avec le sommet de CO_6 et la base de CO_8.

Description microscopique

a) Les grès très fins et siltstones souvent feldspathiques CO_6,21 éch. 1488, 1493, 1561, 1603 ; CO_7,22 éch. TA 1472, 1563, 1607, 1608 ; CO_8,23 éch. TA 1477, 1609

- texture détritique à grains jointifs ou non.
- les grains de *quartz* ont un diamètre moyen de 60 à 80 µ. Le classement est en général très bon, les gros grains (200 µ) sont très rares. Les feldspaths forment en général 5 à 10 % de la roche, excepté dans les échantillons TA 1563, 1606 et 1608 (CO_7) où ils atteignent 25 à 35 %. Ce sont du *microcline* assez peu abondant, peu ou pas altéré et des *feldspaths non maclés*, parfois nourris, souvent très altérés et partiellement transformés en un mélange d'*illites*, de *kaolinite*, d'*oxydes* et *hydroxydes de fer*.
  Dans l'échantillon TA 1607 on note quelques petits feldspaths automorphes de quelques microns probablement néoformés.
  Les phyllites sont présentes dans tous les échantillons ; ce sont de la *biotite* plus ou moins décolorée, de la *muscovite* plus rare et des *chlorites* vert clair. Elles sont accompagnées de grains de *tourmaline verte*, plus rarement *bleue* et de *zircons*.
- la *limonite* et l'*hématite* sont assez peu abondantes ; elles proviennent, au moins pour une partie, de l'altération de cristaux de *magnétite* dont des reliques sont visibles dans les échantillons TA 1472, 1563 et 1603.
- le ciment, en général peu important, est constitué d'*illites* montrant souvent un début de kaolinisation, de *kaolinite*, de *chlorites* associées à des *oxydes* et *hydroxydes de fer*. Ce ciment argilo-ferrugineux est parfois partiellement (TA 1608) ou totalement (TA 1477) remplacé par de la *barytine* qui dans l'échantillon TA 1477 constitue 20 % de la lame.

Ces grès très fins à siltstones sont généralement bien classés mais peu évolués, montrant associés des grains anguleux à subanguleux de quartz et de feldspaths et de grandes et fragiles paillettes de biotite.

b) Les grès très fins et siltstones souvent feldspathiques passant à des grès-quartzites CO_6,21 éch. TA 1490, 1557, 1599 ; CO_7,22 éch. TA 1564 ; CO_8,23 éch. TA 1474, 1475

- la texture est, selon les portions de lame mince observées, détritique jointive ou granulaire en mosaïque ; dans l'échantillon TA 1475, la texture granulaire en mosaïque est limitée à certains lits.
- la composition minéralogique de ces roches est très voisine de celle des précédentes. Les *quartz* sont nourris et, dans les échantillons TA 1474 et 1599, certains sont automorphes. Les *feldspaths* sont toujours abondants, formant jusqu'à 25 % de la lame mince de l'échantillon TA 1599. Le nourrissage y est plus important que dans les siltstones et grès très fins décrits précédemment, et l'on note une tendance nette à l'automorphie. Le liséré de nourrissage se distingue du feldspath détritique par son aspect sale, grumeleux, grisâtre à brunâtre.
- la lame mince TA 1557 renferme un grain de *glauconie*, tandis que TA 1474 montre d'anciens rhomboèdres de carbonates silicifiés aisément identifiables grâce à leur cerne ferrugineux.
- localement les grains détritiques sont liés par un film d'*illites*, en voie de kaolinisation, associé à des *oxydes* et *hydroxydes de fer*.

c) Les grès très fins à siltstones souvent feldspathiques à ciment carbonaté épars CO_6,21 éch. TA 1495, 1605 ; CO_7,22 éch. TA 1473 ; CO_8,23 éch. TA 1479, 1610

- texture détritique non jointive, parfois jointive dans certaines plages.
- la composition minéralogique de ces roches est voisine de celle des grès très fins et siltstones déjà décrits. Cependant, en général, les *feldspaths* sont moins abondants, excepté dans l'échantillon TA 1610, où ils forment 15 à 20 % de la lame.
- les *carbonates*, essentiellement de la calcite, forment des grains épars, plus rarement des rhomboèdres à cerne rouille d'*oxydes de fer* ou à texture encapuchonnée (L. Cayeux, 1931, pl. VIII, fig. 5). Ils sont soit dispersés dans toute la roche, soit concentrés avec les oxydes et hydroxydes de fer dans certains lits qui apparaissent colorés en brun sur l'échantillon.

d) Les grès et grès-quartzites fins à très fins souvent feldspathiques CO_6,2I éch. TA I558, I600 ; CO_8,23 éch. TA I573

- texture détritique jointive passant à une texture granulaire en mosaïque.
- ces grès se distinguent des roches détritiques déjà décrites par leur granulométrie un peu plus grossière. La taille moyenne des *quartz* varie entre 90 et 150 µ, avec quelques grains arrondis de 200 µ atteignant rarement 450 µ.
  Les *feldspaths* sont là encore abondants, formant en moyenne 10 à 15 % de la roche. Ils sont souvent nourris. Certains feldspaths clairs de 15 à 20 µ sont probablement de néoformation.
  L'échantillon TA 1558 est légèrement carbonaté.
- les autres minéraux sont identiques à ceux des siltstones et grès très fins.

e) Les grès et grès-quartzites fins à très fins, souvent feldspathiques, à ciment carbonaté peu abondant CO_6,21 éch. TA 1487, 1601 ; CO_8,23 éch. TA 1567, 1568, 1570, 1572

Si l'on excepte le ciment carbonaté, ces roches sont identiques aux précédentes. Les carbonates, *calcite* et *dolomite*, en proportions variables selon les échantillons, se présentent sous quatre formes principales souvent associées aux *oxydes* et *hydroxydes de fer* :

- en grains épars de taille inférieure à celle des détritiques, en moyenne 40 à 50 µ.
- en petits cristaux sales xénomorphes d'aspect mousseux, de 2 à 10 µ de diamètre.
- en rhomboèdres de 30 à 50 µ de diamètre, généralement peu nombreux.
- en grandes plages de plusieurs millimètres englobant les minéraux détritiques, comme dans l'échantillon TA 1601 où le ciment calcaire est relativement abondant.

f) Les grès et grès-quartzites hétérogranulaires, souvent feldspathiques, avec parfois un peu de ciment carbonaté CO_6,21 éch. TA 1560 ; CO_8,23 éch. TA 1480, 1481, 1566, 1613, 1614

- texture détritique à grains jointifs ou non, passant à une texture granulaire en mosaïque.
- les *quartz* constituent deux familles de granulométrie différente. Les plus petits ont 100 µ de diamètre moyen ; les plus gros, dont la taille varie de 300 à 800 µ avec quelques rares grains dépassant 1 mm, sont arrondis et probablement d'origine éolienne. Quelques échantillons renferment des grains de silexite et de quartzite à texture engrenée.
  D'une façon générale les *feldspaths* sont moins abondants que dans les faciès plus fins.
  L'échantillon TA 1560 montre plusieurs lattes de feldspaths dépassant 500 µ de longueur qui évoquent des feldspaths de roches volcaniques.
- les autres minéraux sont identiques à ceux des siltstones et grès fins. Le ciment, peu abondant, est argilo-ferrugineux (*illites* et *oxydes* et *hydroxydes de fer*) ou plus fréquemment carbonaté (*dolomite*, qui paraît dominante, en grains épars, rarement en rhomboèdres).

g) Les dolomies microcristallines CO_6,21 éch. TA 1602 ; CO_8,23 éch. TA 1615

- texture microcristalline.
- les *carbonates* sont en petits cristaux de 10 à 20 µ de diamètre moyen, et en rhomboèdres dans l'échantillon TA 1602.
- les minéraux détritiques, les mêmes que dans les grès encaissants, sont peu abondants et en général se concentrent dans certains lits ; ce sont essentiellement du *quartz*, du *microcline* et de rares paillettes de *muscovite*.
  L'échantillon TA 1615 renferme de nombreux cubes de *magnétite* de 100 µ de côté, partiellement altérés en *hématite* et *limonite*.

4) Caractères pétrographiques généraux du groupe de la Falaise d'Atar CO_4-CO_8

a) Caractères de la phase détritique

. Nature des clastiques

Si l'on excepte l'intercalation dolomitique de CO_5, les clastiques constituent la phase principale du groupe de la Falaise. D'une façon générale les minéraux détritiques sont fins et bien classés ; les feldspaths sont abondants dans tous les échantillons.

- les grès-quartzites et grès hétérogranulaires feldspathiques de Terjit Aguinjob (CO_4 ou

niveau 19).

La taille des *quartz* varie de la taille des silts à celle des sables grossiers à très grossiers ; les passées microconglomératiques à quartz millimétriques et petits galets de roches (silexite, quartzite) ne sont pas rares.

Les *feldspaths* sont toujours très abondants : *microcline* peu ou pas altéré, *feldspaths non maclés*, parfois nourris, assez souvent altérés en un mélange d'*illite* et de *kaolinite*.

De rares paillettes de *biotite* et de *muscovite*, quelques grains roulés de *tourmaline* verte et de *zircon* complètent la phase détritique.

- les dolomies et dolomies calcaires à Stromatolites d'Amojiar (CO_5 ou niveau 10).
  Les détritiques sont peu abondants et identiques à ceux des grès. Le *quartz* est de la taille des silts ou des sables très fins ; les *feldspaths* et les *micas* sont rares.

- les grès et grès-quartzites de CO_6, CO_7 et CO_8.
  Les *quartz* sont en général de la taille des sables très fins ; les passées à plus forte granulométrie sont rares.
  Les *feldspaths* sont abondants dans tous les faciès. Ils constituent, en moyenne, au moins 10 % de tous les échantillons étudiés, sauf pour les intercalations dolomitiques. Ce sont du *microcline* peu abondant et pas ou peu altéré (dans CO_4 le microcline est souvent plus abondant que les feldspaths non mablés), des *feldspaths non maclés* abondants, parfois nourris, souvent altérés ; quelques uns, limpides et de petite taille, sont probablement de néoformation.
  Les phyllites sont plus abondantes que dans CO_4 : *biotite* plus ou moins décolorée, *muscovites*, *chlorites*.
  De la *tourmaline* verte ou très rarement bleue et des *zircons* en grains roulés complètent la phase détritique.

. Morphoscopie

Les quartz de grande taille, relativement abondants dans CO_4, rares dans CO_{6-8}, sont arrondis et probablement d'origine éolienne.

b) Caractères de la phase argileuse (tableau d'analyses aux R.X 1)

Dans les siltstones argileux, l'*illite* est le minéral argileux dominant ; elle présente souvent un début de kaolinisation et est, assez fréquemment, associée à des *chlorites*. Un grain de *glauconie* a été identifié dans CO_6.

Ces observations microscopiques sont confirmées par les résultats de l'analyse aux R.X de 8 échantillons (tableau d'analyses aux R.X 1) dont 5 ont été prélevés dans CO_6,21 et 3 dans CO_8,23. La fraction argileuse est très homogène et constituée de 80 % d'illite et de 20 % de chlorite. Dans l'échantillon TA 1549 (CO_6,21) de la coupe 37 au Nord de la passe de Serize, des interstratifiés montmorillonite-chlorite (IO %) apparaissent à côté des chlorites (IO %).

Le fait important à souligner est la *présence constante de chlorites au sein du groupe de la Falaise*, alors qu'elles sont rares et intermittentes dans les groupes de Bthaat Ergil et des Plateaux d'Oujeft.

A plusieurs reprises, et notamment dans l'étude pétrographique (p.340), nous avons signalé la similitude de faciès qui existe entre CO_6 et CO_8 et I_2 (série 1) : même couleur rougeâtre à violine, abondance des empreintes de trémies de sel, présence fréquente d'un ciment carbo-

naté. Cette analogie se retrouve dans la composition minéralogique de la phase argileuse caractérisée, dans tous les cas, par des chlorites associées à l'illite, minéral dominant.

c) Caractères de la phase chimique

C'est la phase carbonatée qui prédomine. Elle reste d'importance variable formant l'essentiel de CO_5 et, soit de minces intercalations carbonatées, soit le ciment des faciès détritiques dans CO_6 à CO_8.

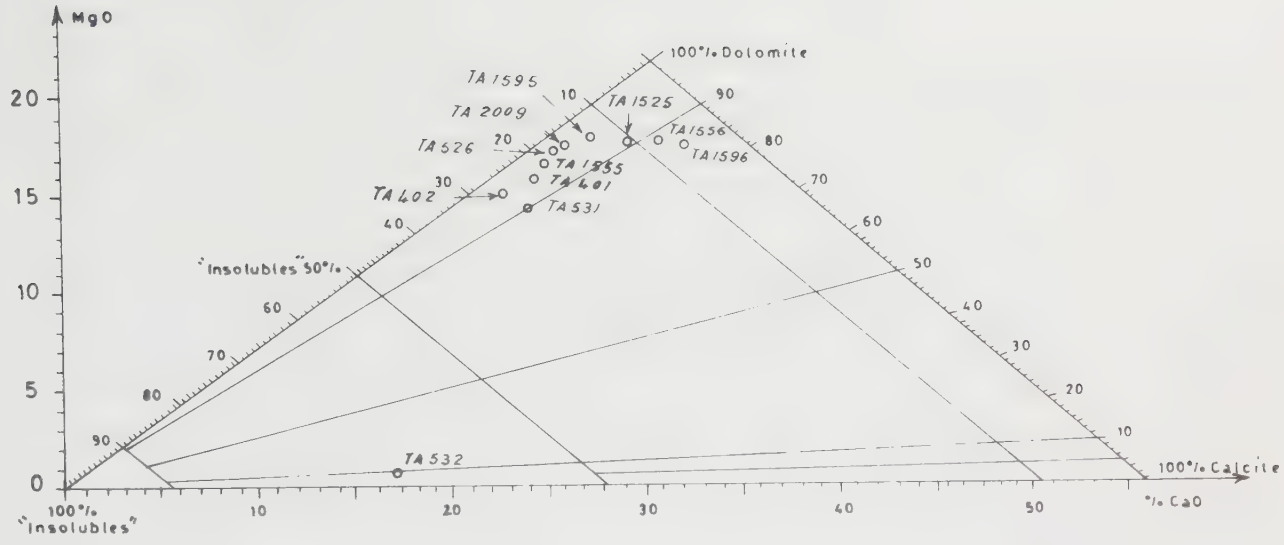
. Les carbonates

- *les dolomies et dolomies calcaires d'Amojiar à Stromatolites* (CO_5).
  Les carbonates, essentiellement de la dolomite, forment des cristaux xénomorphes, plus rarement des rhomboèdres, de 40 à 60 µ de diamètre moyen.
  Onze échantillons ont été analysés (tableau d'analyses chimiques 2 et figure 133). Si l'on excepte le grès fin calcaire (TA 532) de Foucht, CO_5 a une composition chimique remarquablement constante. Ce sont des dolomies, plus rarement des dolomies légèrement calcaires, pauvres en insolubles (en moyenne 20 % et au maximum 30 %).
- *les grès et grès-quartzites de CO_4 et CO_6 à CO_8.*
  Nous distinguerons les intercalations de dolomie microcristalline abondantes notamment dans CO_6 (coupes de la zone sud-ouest) et les grès à ciment carbonaté présents dans les quatre formations gréseuses.
  Dans les dolomies, les carbonates sont en grains xénomorphes de 10 à 20 µ, plus rarement en rhomboèdres. Dans les siltstones, grès fins et grès hétérogranulaires, ils se présentent sous quatre formes : en grains épars de 40 à 50 µ ; en petits cristaux sales d'aspect mousseux de 2 à 10 µ ; en rhomboèdres de 30 à 50 µ ; et en grandes plages de plusieurs millimètres englobant les minéraux détritiques. Cette dernière forme ne se rencontre que dans les grès grossiers de CO_4 et les intercalations de grès hétérogranulaires de CO_6 et CO_8. Ceci montre que la taille des minéraux détritiques influence le mode de cristallisation des carbonates.
  14 échantillons de roches carbonatées, 6 de CO_6, 1 de CO_7 et 7 de CO_8 ont été analysés (tableau d'analyses chimiques 2) ; 7 analyses, celles dont le total CaO + MgO est supérieur à 10 %, ont été reportées sur le diagramme de la figure 134. Les intercalations franchement carbonatées de CO_6 et CO_8 sont nettement dolomitiques, leur teneur en insolubles est faible et voisine de 20 %. On ne trouve pas de terme de passage continu entre les grès et siltstones à ciment carbonaté et les bancs de dolomie franche.

Les intercalations de dolomie de CO_6 et CO_8 ont une composition chimique très homogène (fig. 134). En conséquence il n'est pas possible d'utiliser le critère composition chimique pour différencier les divers niveaux du groupe de la Falaise d'Atar dans les zones tectoniquement complexes qui bordent la série d'Akjoujt. Ceci vaut en particulier pour la zone d'Iriji étudiée en détail par J.-P. Lécorché et J. Sougy (1969), où des faciès carbonatés homogènes couvrent de vastes surfaces.

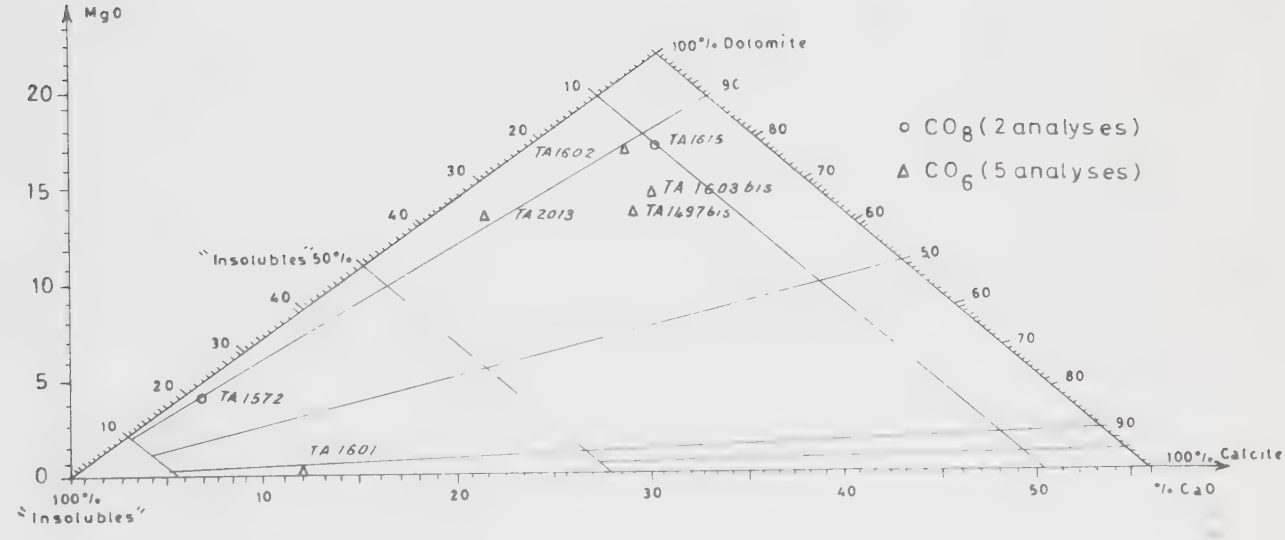
. Le fer

On le trouve sous forme d'oxydes et d'hydroxydes. L'*hématite* et la *limonite*, en fines granulations, ou bien associées au ciment argileux ou carbonaté, sont présentes dans tous les faciès ; elles ne sont jamais abondantes. Une partie dérive de l'altération de magnétite, fréquente dans les grès et dans les intercalations dolomitiques, et de marcassite, en rognons, rare, sauf



COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE CO_5

Figure 133



COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE CO_6 ET CO_8

Figure 134

dans certains horizons de CO_6.

. La silice

CO_5 renferme quelques géodes garnies de quartz enfumés de petite taille, formés certainement, tout comme les quartz de I_5 (J. Deicha, 1952), secondairement sous l'action de circulation de solutions aqueuses à des températures variables mais jamais très élevées.

. Les sulfates

De la barytine a été identifiée dans les échantillons TA 1608 (CO_7) et TA 1477 (CO_8) où elle joue le rôle d'un ciment. Une étude pétrographique détaillée de l'ensemble des horizons gréseux du groupe de la Falaise révélerait sans doute qu'elle est présente dans d'autres niveaux.

d) Caractères de la phase organique

Aucun reste organique n'a été observé dans le groupe de la Falaise. Si les dolomies et calcaires dolomitiques sont bien d'origine organique, les Algues bleues ou vertes n'interviennent qu'indirectement dans leur élaboration.

III - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

Les Stromatolites ne sont présents que dans les dolomies et dolomies calcaires de CO_5 où ils ne sont d'ailleurs jamais très abondants. Ce sont des formes liées de type LLH-C ou libres de type SH-V et au sommet, dans la coupe 41 d'Aouïnt Amojiar, des récifs métriques orientés en moyenne N 120°.

Dans les coupes situées au SW de la faille de l'Oued el Abiod (fig. 135) les Stromatolites disparaissent. Si cette disparition peut s'expliquer dans la coupe 45 de Foucht où CO_5 est directement transgressif sur le socle métamorphique de l'Amsaga, il en est différemment dans la coupe 44 de Chelakh Taichot où la composition chimique des carbonates de CO_5 n'a pas varié (fig. 133, éch. TA 1595).

Les structures stromatolitiques de CO_5 ne présentent aucun caractère particulier ; des structures très voisines ont été décrites lors de l'étude des Stromatolites de la série 1 ; dans cette étude ont également été abordés en détail les problèmes concernant la signification paléogéographique et sédimentologique des roches carbonatées à Stromatolites.

IV - DONNEES STRUCTURALES

Sur les feuilles au 200.000e Atar et Chinguetti, la série 2 est monoclinale et pentée d'environ 1° vers le SE.

A l'entrée de la passe d'Amojiar, et notamment sur les flancs des Goure Teniagouri, on observe d'énormes paquets glissés de plusieurs centaines de m^3 de CO_4 et de CO_5. Ces blocs glissés, qui ont souvent conservé leur pendage primitif, donnent parfois la fausse impression d'énormes lentilles interstratifiées dans les horizons de base de la falaise (CO_3).

Ces éboulements sont grandement facilités par la disharmonie pétrographique existant entre l'ensemble CO_4-CO_5 dur, massif, perméable (perméabilité de fissures) et le sommet du groupe

de Bmaat Engil, CO_3, lits, argileux, imperméable, Th. Monod (1952, p. 81-82, et fig. 19, 21 A et B, 22 et 23) a décrit en détail ces lambeaux basculés de roches carbonatées, de la passe d'Amojjar, qu'il compare à ces klippes.

V - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

1) La série stratigraphique et les conditions de sédimentation

La base du groupe de la Falaise d'Ater est parfaitement définie : elle correspond à la transgression des grès-quartzites et grès hétérogranulaires feldspathiques de Terjit Aguinjob. Le sommet n'est qu'une limite d'ordre lithologique : CO_9, qui marque le début de la sédimentation gréseuse du groupe des Plateaux d'Oujeft est, dans la zone étudiée, concordant sur CO_8.
Le groupe de la Falaise a été subdivisé en 6 formations (tabl. XXXI) correspondant, à peu de choses près, aux subdivisions de Th. Monod (1952).

		Nomenclature Th. Monod (1952) ↓	GROUPE DES PLATEAUX D'OUJEFT CO_9 - CO_{13}	Niveau stratigraphique	Epaisseur en mètres
			CONCORDANCE ; LIMITE LITHOLOGIQUE		
SERIE 2 : PARTIE TERMINALE DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR ET CAMBRO-ORDOVICIEN	GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR 200 à 300 m environ	Schistes C_{19}	Grès argileux et grès-quartzites fins, feldspathiques, de la passe d'Amojiar CO_8	23	74 à 120
		Grès de Serize C_{18}	Grès à grès-quartzites très fins, feldspathiques, de Serize CO_7	22	20 à 43
		Schistes C_{17}	Grès argileux et grès-quartzites fins à très fins, feldspathiques, d'Aouînt Amojiar CO_6	21	60 à 135
		Calcaires d'Amojiar C_{16}	Dolomies et dolomies calcaires à Stromatolites d'Amojiar CO_5	20	8 à 20
		Schistes et grès C_{15}	Grès-quartzites et grès hétérogranulaires, feldspathiques, de Terjit Aguinjob CO_4	19	0,5(?) à 49
			TRANSGRESSION ; DISCORDANCE		
			GROUPE DE BENAAT BROUK CO_1 - CO_3		

Tableau XXXI : La série stratigraphique du groupe de la Falaise d'Ater, CO_4 - CO_8, en Adrar de Mauritanie.

Les conditions de sédimentation de ce groupe sont relativement homogènes. Il s'agit d'une série où dominent les détritiques fins, déposés sous une faible tranche d'eau, et *où les feldspaths sont toujours présents et souvent abondants.*

a) $\underline{CO_4}$

Il matérialise la base de la transgression et repose, dans la coupe 44 de Chelakh Taichot, directement sur le socle métamorphique de l'Amsaga. C'est un ensemble détritique, souvent grossier, notamment dans la zone sud-ouest, riche en feldspaths (*microcline dominant*) ; les plus gros quartz arrondis sont probablement d'origine éolienne. Les débris de roches sont trop peu abondants pour qu'on puisse parler de grauwackes au sens de F.J. Pettijohn (1957, p. 291).

Ces grès mal classés, souvent légèrement carbonatés, à stratifications obliques de petite taille, ont été mis en place par des courants peu violents. En l'absence de corps sédimentaires volumineux du type chenaux et gouttières, il n'a pas été possible de déterminer le sens et la direction de ces courants.

Dans toutes les coupes étudiées, le contact entre CO_4 et les shales du toit du groupe de Bthaat Ergil (CO_3) est masqué.

b) $\underline{CO_5}$

Tout comme les dolomies et calcaires dolomitiques de la série 1, les roches carbonatées de CO_5, associées à des Stromatolites, sont probablement diagénétiques précoces, voire syngénétiques.

Si l'on s'en réfère aux milieux naturels où se développent actuellement les Stromatolites, CO_5 se serait déposé sous une faible épaisseur d'eau, dans des zones peu agitées et sous un climat chaud et relativement sec.

Les récifs de Stromatolites de la coupe 41 d'Aouînt Amojiar sont allongés parallèlement au courant dominant, comme nous l'avons montré à propos de l'étude des Stromatolites de la série 1. Ce courant était orienté E-W à ENE-WSW ; son sens n'est pas connu.

c) $\underline{CO_6 \text{ à } CO_8}$

C'est un ensemble détritique fin, légèrement argileux, à rares passées de grès hétérogranulaires, assez bien classé, mais par contre peu évolué. Comme CO_4, il est caractérisé par la grande abondance des feldspaths *et notamment des feldspaths non maclés*, pas ou très peu altérés, souvent nourris. La phase carbonatée, seule (intercalations dolomitiques) ou associée à la phase détritique (ciment), y joue un rôle non négligeable qui, dans le cas des grès, n'apparaît qu'au cours de l'étude microscopique.

Cet ensemble détritique a de nombreuses affinités avec les grès, grès dolomitiques, dolomies et shales d'Azougui I_2 (série 1) :

- quartz d'origine éolienne
- couleur lie de vin et verdâtre probablement synsédimentaire et indicatrice d'un climat chaud
- abondance des empreintes de trémies de sel, des ripple-marks
- présence de barytine qui caractérise probablement un milieu à assez forte salinité.

Cependant la phase carbonatée est moins importante dans CO_6 à CO_8 que dans I_2. Toutefois, dans le groupe de la Falaise, elle tend à se développer vers le SW.

La glauconie probablement authigène, signalée dans CO_6, indique qu'au moins une partie des sédiments est marine.

d) Les conditions de sédimentation du groupe de la Falaise d'Atar

Le groupe de la Falaise s'est déposé dans des eaux marines et peut-être lagunaires peu profondes, souvent sursalées (empreintes de trémies de sel, barytine, dolomie), sous un climat chaud et probablement assez sec (sel, couleur rouge dominante).

Les sédiments détritiques fins à très fins, assez bien classés, dominent largement, seulement interrompus par quelques passées dolomitiques dont une plus importante (CO_5) est, au moins partiellement, d'origine organique (Stromatolites). Les grès fins à très fins et siltstones, faciès les mieux représentés, sont généralement assez peu évolués, de fragiles paillettes de biotite cotoyant des minéraux détritiques fortement usés, parmi lesquels les feldspaths jouent un rôle très important ; le tout est assez souvent uni par un ciment carbonaté en grains épars.

La phase argileuse, assez bien représentée dans CO_6 et CO_8, est d'une grande homogénéité : 80 % d'illite et 20 % de chlorite. Une telle composition n'est pas surprenante et peut s'interpréter comme un simple héritage à partir d'un socle métamorphique et granitique altéré.

Cependant l'étude de la répartition de la chlorite dans les roches argileuses des séries 1 et 2 (tableau d'analyses aux R.X 1) nous montre que ce minéral n'est présent que dans quelques horizons privilégiés qui sont en remontant la série stratigraphique : I_2 (série 1, groupe de Char), un échantillon de CO_3 (groupe de Bthaat Ergil), le groupe de la Falaise et enfin deux échantillons de CO_{12} et CO_{13} (groupe des Plateaux d'Oujeft). En fait, c'est seulement dans le groupe de la Falaise que les analyses sont suffisamment nombreuses pour que l'on puisse y qualifier la chlorite de minéral caractéristique.

Un simple héritage à partir du continent, hypothèse envisagée ci-dessus, paraît incapable d'expliquer cette répartition de la chlorite. En effet, au cours de la sédimentation de la série 1 et des parties inférieure et moyenne de la série 2, le paysage sédimentologique est resté relativement stable, caractérisé par un bassin peu profond, un continent arasé où régnait un climat assez chaud, sec avec de brusques épisodes glaciaires ou périglaciaires (I_3, base de I_{13} (?) et CO_1). Ce continent devait fournir à la sédimentation des matériaux homogènes généralement fins dont la fraction argileuse était probablement presque uniquement formée d'illite (tableau d'analyses aux R.X 1).

L'héritage paraissant incapable, à lui seul, de rendre compte des faits observés, on en vient naturellement à penser que c'est, en partie, dans l'histoire sédimentologique du ou des bassins successifs que se trouve la clé de la répartition de la chlorite. Or, comme nous l'avons indiqué à plusieurs reprises, le groupe de la Falaise et le I_2 (série 1) sont des faciès sursalés qui présentent de nombreuses affinités avec le Trias germanique. On est ainsi amené à étudier la minéralogie des argiles dans les faciès sursalés. Nous le ferons en nous référant aux publications de J. Lucas (1962) et G. Millot (1964).

Les bassins triasiques de France, d'Espagne et du Maroc (J. Lucas, 1962) sont de type épicontinentaux, alternativement marins et continentaux. L'évaporation y est forte, amenant une concentration des eaux. Les terres émergées avoisinantes sont aplanies. Le climat est chaud, à saisons sèches et humides alternées. L'altération reste ménagée. Les hydrolyses sont plus faibles que sous les climats tropicaux actuels ; les feldspaths alcalins sont préservés, les quartz ne

EVOLUTION DU GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR CO_4-CO_8 SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DE L'ADRAR
(Les coupes sont projetées sur une droite joignant El Moïlah à Chelakh Taichot)

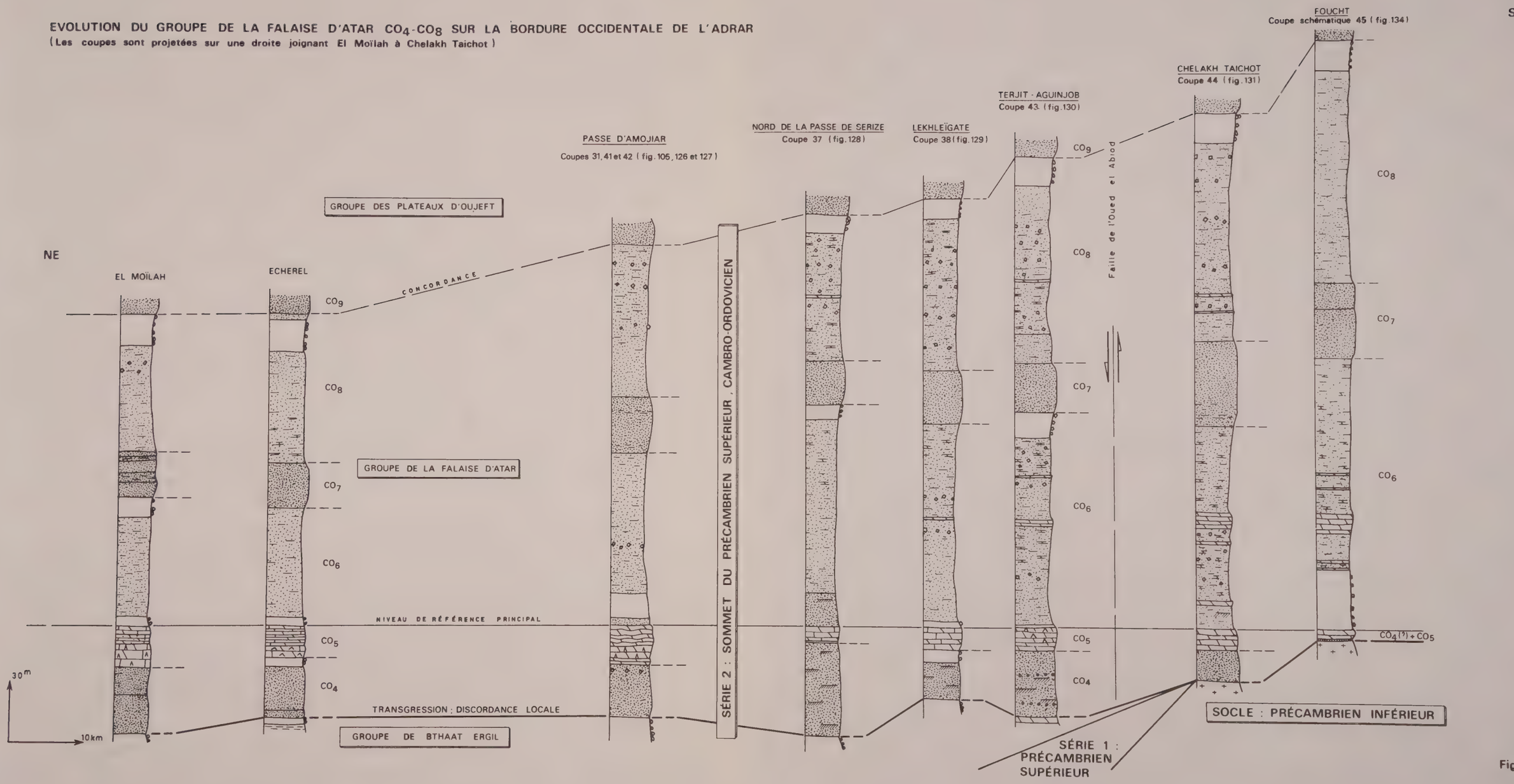


Figure 135

sont pas cariés, la kaolinite est peu abondante. Le continent fournit de l'illite dominante et de la chlorite.

Dans le bassin, la composition de la fraction argileuse varie avec le faciès et avec la situation géographique. L'illite, souvent ouverte, domine sur les bordures, tandis que la *chlorite automorphe, de grande taille*, est abondante au centre du bassin. Par ses caractères minéralogiques et par sa localisation, cette chlorite ne peut être héritée ; elle provient de la transformation de l'illite. Dans les eaux sursalées, riches en magnésium qui peut précipiter pour former de la dolomite, les illites ouvertes détritiques sont d'abord transformées en interstratifiés à 14 Å, puis en corrensite et enfin en chlorite. L'intensité de la transformation dépend, d'une part du degré de concentration des eaux, d'autre part de l'état des particules détritiques. Les particules peu altérées ont tendance à se reconstituer, tandis que les particules très altérées, baillantes, sont un matériau de choix pour les transformations.

Dans le Trias à faciès germanique, les chlorites peuvent donc avoir une double origine. Dans les faciès détritiques de bordure, elles sont héritées du continent. Dans les faciès fins du centre, elles proviennent de la transformation d'illites.

Par analogie avec cet exemple nous sommes tenté de voir dans les chlorites du groupe de la Falaise le résultat de la transformation de phyllites héritées. Il ne s'agit bien sûr que d'une hypothèse qui demanderait à être vérifiée par une étude systématique du groupe de la Falaise sur l'ensemble du bassin de Taoudeni. Le caractère altéré de ces chlorites (tableau d'analyses aux R.X 1) ne s'oppose pas à cette interprétation. En effet il y a toutes les chances pour que cette altération soit météorique. Ceci a pu être démontré pour les illites de I_5 (série 1) qui en sondage sont bien cristallisées, alors qu'elles étaient baillantes et ouvertes dans les échantillons de surface.

J.-C. Plaziat et A. Desprairies (1969) ont montré que, dans l'exemple du Keuper inférieur de Lorraine, les pseudomorphoses de cristaux de sel sont localisés à la périphérie du bassin salin, c'est-à-dire dans des zones où l'agradation des minéraux argileux est, d'après J. Lucas (1962), peu importante.

Le comportement du magnésium paraît varier avec le milieu de sédimentation. Dans le groupe d'Atar (série 1), caractérisé par une sédimentation carbonatée à Stromatolites, il est précipité sous forme de dolomite par une flore d'Algues ; il est, semble-t-il, absent des intercalations argileuses où domine l'illite. Par contre dans le groupe de la Falaise, le magnésium est utilisé pour l'agradation des phyllites ; cependant, dans la partie sud-ouest de l'Adrar, là où CO_6 et CO_8 s'enrichissent en niveaux dolomitiques, il semble participer à la fois à la néoformation de la dolomite et à la transformation des argiles. J. Lucas (1962, p. 159) a montré que, dans le Trias, en présence de carbonates, le magnésium participait de préférence à la néoformation de la dolomite.

Certains grès argileux ou shales gréseux fissiles, à débit en dalles ou en plaquettes, affleurant bien dans la passe d'Amojiar, évoquent les faciès des shales à Trilobites. L'absence de fossile, à l'exception des Stromatolites, est probablement liée aux conditions sédimentologiques évoquées ci-dessus, et notamment à la forte salure.

2) Evolution du groupe de la Falaise d'Atar sur la bordure occidentale de l'Adrar (fig. 135)

Le relevé de nombreuses coupes du groupe de la Falaise (fig. 135) va nous permettre de

suivre l'évolution des principaux niveaux d'El Moïlah au Nord-Est à Foucht au Sud-Ouest, ce que nous n'avions pu faire dans l'étude de la série 1, étant donné le petit nombre de coupes étudiées.

Le schéma de la figure 135 montre un net épaississement du groupe de la Falaise du NE (202 m dans la coupe d'Echerel) vers le SW (300 m environ dans la coupe schématique 45 de Foucht). Seules les dolomies et dolomies calcaires à Stromatolites de CO_5 ont tendance à s'amincir vers le SW, dans le sens de la transgression.

Cet accroissement d'épaisseur vers le SW s'accompagne de l'apparition, dans CO_6 et CO_8, de plusieurs intercalations dolomitiques dont certaines épaisses (8 m pour le niveau 14 de la coupe 44 A de Chelakh Taichot et 10 m pour le niveau 5 de la coupe 45 B de Foucht), et de l'augmentation du nombre des empreintes de trémies de sel. Ceci paraît indiquer que le taux de sédimentation était plus élevé dans les zones lagunaires où la tranche d'eau était très peu épaisse ; c'était également dans ces zones que se déposait la dolomite, ce qui n'est pas fait pour nous surprendre si l'on se rappelle les conditions actuelles de formation de ce carbonate (voir étude de la série 1, p. I29) : Golfe Persique (L.V. Illing et A.J. Wells, 1964), SE de l'Australie du Sud (A.R. Alderman et H.C.W. Skinner, 1957 ; A.R. Alderman et C.C. Von Der Borch, 1960 et 1963 ; H.C.W. Skinner, 1963 ; C.C. Von Der Borch, 1965 ; C.C. Von Der Borch, M. Rubin et B.J. Skinner, 1964), île de Bonaire dans les Petites Antilles (K.S. Deffeyes, F.J. Lucia et P.K. Weyl, 1964) et Floride (W.H. Taft, 1961 ; E.A. Shinn et R.N. Ginsburg, 1964).

Si nos corrélations sont exactes, à l'extrémité sud-ouest, dans la coupe 45 de Foucht, CO_5 repose pratiquement directement sur le socle métamorphique de l'Amsaga. En effet, les dolomies du niveau 5 de la coupe 45 B de Foucht sont l'équivalent du niveau 14 de la coupe 44 A de Chelakh Taichot et sont intercalées dans CO_6 ; CO_5, par contre, est représenté par les dolomies du niveau 3 de la coupe 45 A de Foucht et par celles du niveau 5 de la coupe 44 A de Chelakh Taichot.

3) Corrélations avec les régions voisines

Les corrélations sont difficiles à établir du fait que nulle part, dans le bassin de Taoudeni, le groupe de la Falaise d'Atar n'a été individualisé et encore moins subdivisé. Dans les descriptions on l'incorpore en général aux formations tillitiques du sommet du Précambrien supérieur et aux grès des Plateaux d'Oujeft.

a) La zone au Nord d'Akjoujt et la région d'Iriji

. La zone au Nord d'Akjoujt (M. Deynoux, 1966)

Nous débuterons par l'étude de cette zone, bien qu'elle soit plus éloignée de l'Adrar que la région d'Iriji, car les corrélations nous y paraissent plus aisées. Nous avons discuté dans l'étude du groupe de Bthaat Ergil (p. 30I) la signification du conglomérat à caractère tillitique qui pourrait représenter une intercalation grossière au sein des silexites argileuses et des shales de CO_2-CO_3.

Au-dessus de ce conglomérat affleurent de bas en haut (J. Sougy, 1963, p. 23 ; M. Deynoux, 1966):

- des grès et grès-quartzites hétérogranulaires, feldspathiques, à ciment phylliteux, à microcline abondant et à galets de silexite, qui sont très voisins des grès-quartzites et grès hétérogranulaires feldspathiques de CO_4.
- des calcaires dolomitiques et dolomies calcaires, parfois oolithiques, parfois à structures

stromatolitiques de type *Collenia*, qui peuvent être considérés comme l'équivalent de CO_5.

- des argilites mauves et vertes dans lesquelles, lors de l'excursion géologique des Journées Scientifiques de Dakar (1963), M. Mattauer a trouvé des empreintes de trémies de sel. Ces argilites qui renferment quelques intercalations gréseuses et carbonatées sont probablement l'équivalent de CO_6, voire de l'ensemble CO_6-CO_8 de l'Adrar. L'épaisseur totale de l'ensemble grès - dolomie - argilite, est de l'ordre de 200 à 250 m.

Le groupe de la Falaise se poursuit donc vers l'Ouest jusqu'au Nord d'Akjoujt, où il affleure sous les formations métamorphiques allochtones des Mauritanides avec *des faciès et des épaisseurs comparables à ceux de l'Adrar*.

. La région d'Iriji, extrémité sud-ouest de l'Adrar mauritanien

La coupe de la source d'Iriji a été décrite par Th. Monod (1952, p. 74). Sur le socle reposent des calcaires bleus à Stromatolites représentant le C_{16} (CO_5) ; la coupe se poursuit par une alternance de calcaires, schistes et grès attribuables au C_{17}-C_{19} (CO_6 à CO_8). L'ensemble est épais d'une cinquantaine de mètres.

Pour J.-P. Lécorché et J. Sougy (1969), qui ont repris en détail l'étude de cette région, la coupe d'Iriji montre, de bas en haut, sur un socle constitué de gneiss à amphiboles migmatitiques et de leptynites à grenats :

1 - des grès blancs feldspathiques, très grossiers à la base.
2 - un banc de dolomie calcaire à patine gris bleu.
3 - des schistes probables.
4 - des bancs de dolomies calcaires à patine gris bleu à pseudo-oolithes siliceuses.
5 - des galets épars de diamètre inférieur à 8 cm, polyédriques, à caractères tillitiques, de quartz prédominant, de quartzite, de gneiss et de granite, affleurant sous forme de bandes claires bien visibles sur les photographies aériennes.
6 - des dolomies calcaires à Stromatolites, en bancs espacés, riches en *Collenia* très serrés donnant à la roche un aspect gaufré.

Epaisseur des niveaux 1 à 6 au minimum 20 m.

7 - des schistes, pélites, grès fins, violacés, micacés, avec vers le haut un banc de calcaire dolomitique à structures stromatolitiques et passées silicifiées (épaisseur au minimum 50 m).
8 - des grès massifs, à débit prismatique, formant la corniche intermédiaire (épaisseur 5 m).
9 - des schistes, pélites et grès fins, verts et violacés, avec intercalations de quelques bancs de calcaires dolomitiques à structures stromatolitiques peu nettes (épaisseur 65 m).
10 - des grès et grès-quartzites formant la corniche supérieure de la falaise.

Selon ces auteurs, les corrélations avec la série stratigraphique de l'Adrar sont les suivantes :

- niveaux 1 à 6 C_{12} - C_{16} de l'Adrar = CO_1 - CO_5
- niveaux 7 à 9 C_{17} - C_{19} " = CO_6 - CO_8
- niveau 10 O_1 " = base du groupe des Plateaux, CO_9

Les remarques faites à propos de la stratigraphie du front nord des formations d'Akjoujt, étudiées par M. Deynoux (1966), peuvent être en partie reproduites ici. Les galets à caractères tillitiques du niveau 5 ne nous paraissent pas l'équivalent de la tillite de l'Adrar que nous avons vue disparaître à hauteur de Chelakh Taichot (fig. 111). A Iriji, ces galets apparaissent plutôt dans un contexte sédimentologique voisin de celui du groupe de la Falaise : grès grossiers

feldspathiques et niveaux dolomitiques à Stromatolites qui sont un indice de climat chaud. Deux hypothèses nous paraissent possibles quant à la position stratigraphique de ce niveau 5 :

- il représente une intercalation grossière dans CO_{3-2} (voir p. 302).
- il est l'équivalent, avec les autres niveaux qui constituent la base de la coupe d'Iriji, de la base du groupe de la Falaise. C'est cette seconde hypothèse qui nous paraît la plus vraisemblable. Les galets à façonnement glaciaire du niveau 5 pourraient alors provenir du remaniement des dépôts glaciaires du groupe de Bthaat Ergil avant et pendant la transgression de la base du groupe de la Falaise.

Quelle que soit l'hypothèse adoptée, on remarquera qu'à trois niveaux de la coupe d'Iriji réapparaissent les Stromatolites qui étaient absents dans la coupe de Chelakh Taichot.

D'une façon plus générale la nouvelle stratigraphie proposée pour la base de la série 2 en Adrar, entraîne la nécessité d'une révision de la stratigraphie des terrains sédimentaires qui, structuralement parlant, constituent la semelle autochtone de la "série d'Akjoujt" et qui ont été jusqu'à maintenant assimilés en bloc à C_{12}-C_{16} (CO_1-CO_5) faute d'une description détaillée de la série de l'Adrar. Il est important d'y différencier le groupe de Bthaat Ergil, CO_1-CO_3, à caractère glaciaire, du groupe de la Falaise d'Atar, CO_4-CO_8, transgressif qui semble marquer le retour d'un climat chaud et plutôt sec. Selon une ligne Atar - Iriji - Front nord de la série d'Akjoujt, le groupe de Bthaat Ergil s'amincit grandement pouvant même disparaître (coupe 44 de Chelakh Taichot), alors qu'apparaissent des niveaux phosphatés, tandis que le groupe de la Falaise d'Atar se poursuit sans grand changement, débordant largement les limites du bassin de sédimentation du groupe de Bthaat Ergil.

En Adrar, un certain nombre de critères peuvent être utilisés pour différencier ces deux groupes CO_1-CO_3 et CO_4-CO_8. *Les meilleurs nous semblent d'ordre sédimentologiques et paléoclimatiques.* CO_1-CO_3 est caractérisé par des sédiments de climat froid, de *couleur verdâtre* dominante, *riches en phosphates* diffus ou en nodules ; CO_4-CO_8 par des sédiments de climat chaud et sec, riches en *feldspaths*, de *couleur lie de vin* avec rares passées verdâtres, à quartz éolisés et à *nombreuses empreintes de trémies de sel*.

b) La Mauritanie méridionale (Assaba - Afollé)

La limite groupe de Bthaat Ergil - groupe de la Falaise d'Atar est difficile à situer. Si l'on admet avec C. Bense 1964 (1961) que les dolomies du niveau supérieur sont l'équivalent des dolomies et dolomies calcaires à Stromatolites d'Amojiar CO_5, les grauwackes feldspathiques ou "grès à patine chamois", sous-jacentes peuvent être soit rattachées à CO_3, soit représenter un équivalent fin et très épais, 100 à 1.000 m (500 m en moyenne), de CO_4.

A l'Ouest du Karakoro (oued passant à Kankossa et rejoignant le Sénégal en aval de Kayes), C. Bense [1964 (1961, p. 89)] décrit un *passage progressif* entre la formation de Bouly formée de pélites ou de "phtanites" et des grès à patine chamois. Cette observation pourrait nous inciter à rattacher les grès à patine chamois au groupe glaciaire inférieur ; en fait elle est peu significative puisque nous avons vu, en Adrar, que le groupe de la Falaise d'Atar n'est transgressif que sur la bordure du bassin.

Les principales formations assimilables, à *titre d'hypothèse*, au groupe de la Falaise sont, de haut en bas :

- les grès fins et très fins et shales rougeâtres de la série de l'Assaba - Tagant

- les dolomies du niveau supérieur
- les grauwackes feldspathiques (?)

} sommet de la série de Kiffa

Les grauwackes feldspathiques de la série de Kiffa sont constituées de quartz en moyenne de la taille des silts (40 %), de débris de roches (10 à 20 %), de feldspaths, orthose et plagioclases (20 %), et d'un ciment détritique argilo-micacé plus ou moins abondant. Elles se seraient déposées dans des eaux profondes, en bordure d'une fosse géosynclinale et traduiraient une phase d'instabilité tectonique. Il est très possible que ces grauwackes feldspathiques, au caractère volcanique accusé, soient plutôt à rattacher au groupe de Bthaat Ergil dont les faciès siliceux sont, en Adrar, peut-être en partie d'origine volcanique. Dans ce cas elles pourraient être l'équivalent des shales plus ou moins siliceux de CO_3.

Les dolomies supérieures à Stromatolites, dont l'épaisseur maximale est de 25 m, sont pauvres en détritiques ; elles se sont déposées sous une faible tranche d'eau.

Les grès fins et très fins et les shales rougeâtres à rares intercalations carbonatées de la falaise gréseuse, rappellent, par certains de leurs faciès, l'ensemble CO_6-CO_8.

On se gardera d'oublier le caractère hypothétique de ces corrélations, notamment en ce qui concerne l'épaisse formation de grauwackes feldspathiques, de cachet volcano-sédimentaire, qui n'a pas d'équivalent en Adrar.

c) La Mauritanie septentrionale (Hank)

Au-dessus de la série de l'Azlaf (J.R. Villemur, 1967), qui représente le sommet du groupe de Bthaat Ergil, affleure, en concordance, la série du Kreb en Naga, épaisse de 500 m, assimilable en première approximation au groupe de la Falaise d'Atar.

J.R. Villemur (1967) y distingue, de part et d'autre du 6e méridien, deux faciès pétrographiquement différents :

- à l'Ouest du 6e méridien la série du Kreb en Naga est constituée surtout d'argilites rouges avec des intercalations de marnes gréseuses, rouges et de grès fins souvent à ciment argilo-ferrugineux et toujours de couleur rouge.
- à l'Est du 6e méridien les argilites sont progressivement remplacées par des grauwackes. Les grauwackes lithiques fines à très fines, riches en débris de roches sédimentaires et métamorphiques et en débris de roches volcaniques microlithiques, et les subgrauwackes (F.J. Pettijohn, 1957, p. 291) sont les plus abondantes ; les grauwackes feldspathiques sont rares.
  Ces grauwackes alternent avec des grès fins, des siltstones, des pélites et des argilites, formant un ensemble détritique fin, très peu évolué, riche en stratifications obliques. Contrairement à C. Bense [1964 (1961)], J.R. Villemur (1967) n'évoque pas, à propos des grauwackes, une sédimentation de type géosynclinal en eau profonde. Pour cet auteur, au contraire, il s'agit de dépôts de mers peu profondes, associés à un volcanisme important (abondance des roches microlithiques).
  L'image du milieu de dépôt des grauwackes, donnée par J.R. Villemur (1967), nous paraît s'accorder beaucoup mieux avec ce que l'on sait de la sédimentologie des groupes de Bthaat Ergil et de la Falaise d'Atar, que celle fournie par C. Bense.

Dans le Hank, le passage latéral entre les argilites rouges à faciès très voisins de

l'ensemble CO_6-CO_8 de l'Adrar et les grauwackes, s'inscrit en faveur de l'hypothèse, formulée à propos de l'Assaba, et qui tend à ranger ces grauwackes dans la base du groupe de la Falaise d'Atar. Cependant il reste à observer sur le terrain un tel passage latéral.

Ces corrélations entre l'Adrar, l'Assaba et le Hank (*s.l.*) nous permettent, si l'on admet le synchronisme des deux formations de grauwackes, de distinguer deux zones où le groupe de la Falaise d'Atar présente des faciès très différents. De l'Adrar à la région de Chegga - El Mzereb une première zone où le groupe de la Falaise est gréso-argileux et caractérisé par une couleur rouge. Une seconde zone séparée en deux, frontière algéro-mauritanienne au Nord d'une part et Assaba au Sud d'autre part où dominent les grauwackes à cachet volcano-sédimentaire qui sont probablement l'écho de manifestations volcaniques importantes centrées sur les zones mobiles et instables de la bordure du bassin sédimentaire. Ce volcanisme est, peut être, une explication à l'abondance des feldspaths dans le groupe de la Falaise d'Atar en Adrar de Mauritanie.

d) Les Mauritanides (s.l.)

Au Sénégal oriental J.-P. Bassot [1966 (1963)] décrit, dans les séries de la Falémé, de Mali et de Youkounkoun, au-dessus des silexites, équivalent probable du CO_{3-2} de l'Adrar, une série de pélites et d'argilites jaunâtres épaisse de 500 à 1.000 m avec des intercalations de grauwackes à débris de basalte et d'andésite, de tufs volcaniques, de cinérites, de silexites et de conglomérats. Les figures de slumping, assez abondantes, indiquent des dépôts de mers assez profondes à topographie accidentée. Cette formation pélitique et argileuse se retrouve à quelques détails près dans la partie sud de la Mauritanie (R. Lille, 1967 et J.-C. Chiron, 1967 et 1969) ; elle est probablement grossièrement assimilable au groupe de la Falaise d'Atar.

Chapitre IV

ETUDE DU GROUPE DES PLATEAUX D'OUJEFT

Le groupe des Plateaux d'Oujeft est un ensemble gréseux qui, en Adrar, repose en concordance sur le groupe de la Falaise d'Atar. Son sommet est tronqué par la discordance de ravinement "fini-ordovicienne", bien visible notamment dans la région d'Hanouk.

Ces grès forment, en général, de grands plateaux séparés par des cuestas encombrées d'éboulis ; les bonnes coupes sont assez rares.

Le groupe des Plateaux est pétrographiquement peu varié. Cinq formations, CO_9 à CO_{I3}, comprenant trois faciès pétrographiques importants, des grès-quartzites blancs, des grès et grès-quartzites mauves feldspathiques et des grès et grès-quartzites à Scolithes, ont été individualisés et seront décrits sommairement dans 8 coupes.

I - DESCRIPTION DES COUPES

1) Coupe schématique de CO_9 au Khneg Choumat dans l'Oued el Abiod

Cette coupe a été levée sur la rive gauche du Khneg Choumat (lat. N 20° 06' ; long. W 13° 09' 30") à son débouché dans l'Oued el Abiod, à 1,5 km environ au NW de la corne septentrionale de Chatou Kebir. C'est un des rares endroits de l'Adrar où l'on puisse voir, à l'affleurement, la totalité de CO_9.

Les grès-quartzites fins de Chinguetti, CO_9, forment une falaise subverticale épaisse d'environ 90 m, d'accès difficile, qui n'a pu être étudiée en détail. Le faciès le mieux représenté est un grès-quartzite fin en bancs massifs ; trois échantillons ont été récoltés :

- à + 9 m : grès-quartzite fin, à cassure claire, à patine sombre, en bancs massifs dépassant 1 m d'épaisseur (TA 492 L.M.)
- à + 32 m : grès-quartzite fin, à cassure brun clair, à patine sombre, en bancs massifs à stratifications obliques (TA 493 L.M.)
- à + 78 m : grès-quartzite à grès fin, à cassure ocre, à patine grise et à stratifications obliques (TA 494 L.M.).

2) Coupes 46 A et B de CO_{10} à Chatou Kebir (fig. 136)

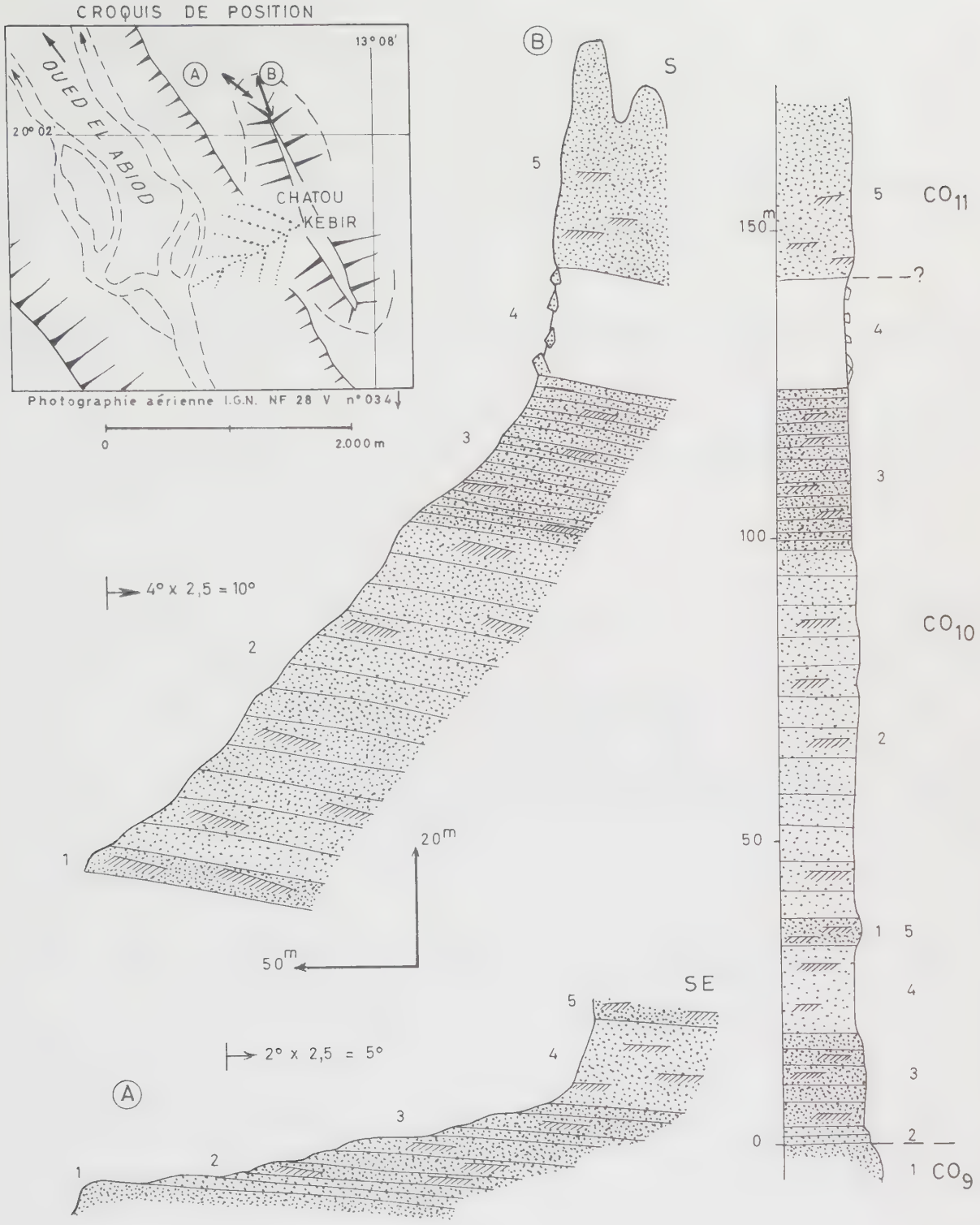
Cette coupe se situe à environ 1,5 km au SE de la coupe du Khneg Choumat, sur la corne nord-ouest de la butte de Chatou Kebir ; elle intéresse les grès d'Oujeft CO_{10}. Les pendages relativement forts pour l'Adrar, s'expliquent par le passage, dans le lit de l'Oued el Abiod, d'une faille inverse remontant le compartiment SW par rapport au compartiment NE.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
5	4,5	CO_{10}	25	grès fin, feldspathique, mauve, à stratifications obliques formant une corniche.	
4	14,5	CO_{10}	25	grès et grès-quartzite fins, feldspathiques, mauves, zonés, tendres, friables, à patine sombre, à stratifications obliques et à débit en parallélépipèdes décimétriques.	TA 482 TA 2003 L.M.
3	15,5	CO_{10}	25	grès et grès-quartzite fins à moyens, non feldspathiques, blanchâtres à mauve clair, à nombreuses intercalations de grès grossiers à quartz millimétriques ; nombreuses stratifications obliques et empreintes de galets mous.	TA 481 TA 2002
2	3,0	CO_{10}-CO_9 ?		grès à grès-quartzite fin, moyen et grossier, à passées conglomératiques, à cassure brune, à patine grise ou brune, formant une zone de transition entre CO_9 et CO_{10}.	TA 480
	37,5	CO_{10}			
1	5,0 et plus	CO_9	24	grès-quartzite fin, à rares passées grossières, formant une falaise abrupte.	

- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
5	30,0 et plus	CO_{11}	26	grès-quartzite fin, à cassure blanche, à patine brune, à rares stratifications obliques, en bancs massifs atteignant 5 m d'épaisseur séparés par de fines passées litées de grès fin à ciment argileux ; forme une falaise verticale infranchissable.	TA 484 TA 2006 L.M.
4	18,0	CO_{10} ?	25 ?	éboulis de grès-quartzite de CO_{11}.	
3	26,5	CO_{10}	25	grès fin, feldspathique, micacé, mauve, friable, à débit en plaquettes ou en petits parallélépipèdes.	TA 2005
2	62,5	CO_{10}	25	grès et grès-quartzite fins, feldspathiques, parfois micacés, mauves, à stratifications obliques, en bancs tendres, friables, alternant avec des bancs plus durs - à + 50 m ..... - à + 40 m	 TA 483 TA 2004 L.M.
1	4,5	CO_{10}	25	grès fin feldspathique, mauve, à stratifications obliques, formant une corniche bien visible dans la topographie ; équivalent du niveau 5 de la coupe 46 A.	
	111,5	CO_{10}			



COUPES 46 A ET B DE CO_{10} A CHATOU KEBIR

Figure 136

La coupe A montre que le passage entre les grès-quartzites fins de Chinguetti CO_9 et les grès et grès-quartzites fins, feldspathiques, mauves, à stratifications obliques d'Oujeft CO_{10}, se fait par l'intermédiaire de grès grossiers parfois conglomératiques ayant à la fois des caractères de CO_9 et de CO_{10}.

CO_{10}, dans les coupes 46 A et B, est constitué, pour la majeure partie, de grès fins, feldspathiques, bien lités, *caractérisés par leur couleur mauve et l'abondance des stratifications obliques*. C'est un ensemble pétrographiquement très peu varié qui, à Chatou Kebir, est épais de 144 m.

3) Coupes 47 A, B et C de CO_{10} et CO_{11} dans l'Oued Oujeft au Nord de la palmeraie d'Akad (fig. 137)

Ces coupes ont été levées sur la rive gauche de l'Oued Oujeft installé sur une grande faille N-S. Les épaisseurs sont très approximatives du fait de l'étalement de la coupe et de la difficulté d'apprécier les pendages.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
5	12,0	CO_{10}	25	grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, en bancs décimétriques, à stratifications obliques.	TA 471 L.M.
4	6,0	CO_{10}	25	grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, à mouches millimétriques ocre d'oxydes et d'hydroxydes de fer, friable, zoné, à stratifications obliques et à débit en parallélépipèdes.	TA 470 L.M. TA 1982
3	2,0 à 4,0	CO_{10} ?	25 ?	brèche de grès-quartzite et grès-quartzite écrasé.	
2	9,0	CO_{10}-CO_9(?)	25-24 ?	grès-quartzite moyen, parfois conglomératique, à rares quartz arrondis atteignant 1 cm, à patine grise et à stratifications obliques ; zone de passage entre CO_9 et CO_{10}.	TA 469 L.M.
	30,0 env.	CO_{10}			
1	5,0 et plus	?		éboulis et alluvions de l'Oued Oujeft.	

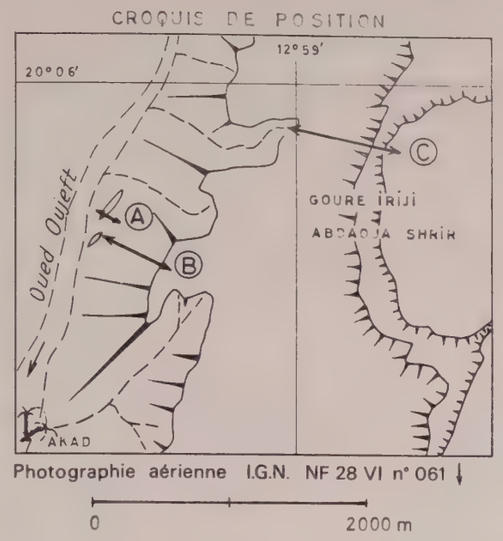
- Coupe B

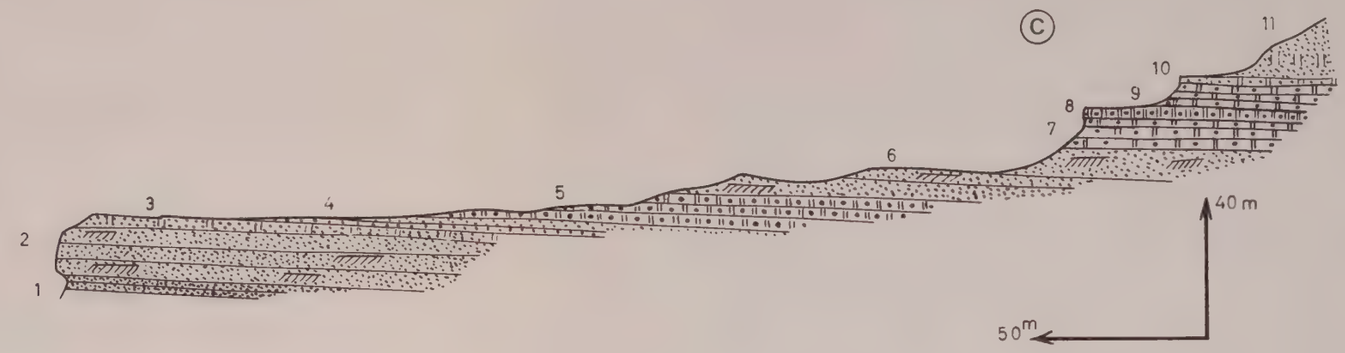
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
8	5,0 et plus	CO_{11}	26	grès-quartzite fin à moyen, à cassure rosée, à patine grise et à très belles stratifications obliques	TA 476 L.M. TA 1989

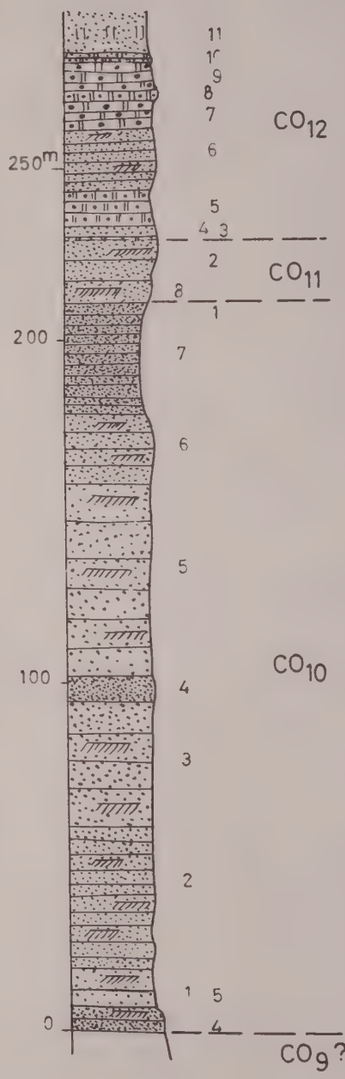
7	32,0	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, légèrement micacé, parfois un peu feldspathique, friable, à débit en plaquettes, blanchâtre, à nombreuses mouches millimétriques rouille (fer) ou vert noir (manganèse ?), à nombreux dendrites de manganèse et à lits riches en galets mous silto-argileux.	
				- à + 20 m	TA 1987 et 1988
6	19,0	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, feldspathique, zoné à auréoles d'un mauve plus ou moins intense, en bancs de quelques décimètres.	TA 1986
5	56,0	CO_{10}	25	grès-quartzite fin, feldspathique, légèrement micacé, mauve, à mouches millimétriques rouille ou vert sombre et à stratifications obliques ; des faciès durs et friables alternent irrégulièrement.	TA 475 L.M. TA 1985
4	7,0	CO_{10}	25	grès-quartzite fin, feldspathique, légèrement micacé, mauve, à débit irrégulier et à lits à galettes violines de shale ou de siltstone argileux ; forme une falaise abrupte qui constituait une cascade aux époques pluvieuses du Quaternaire.	TA 474 L.M. TA 1984
3	36,0	CO_{10}	25	alternance de bancs durs et de lits friables de grès-quartzite fin, feldspathique, mauve.	TA 473 L.M.,R.X
2	39,0	CO_{10}	25	grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, à mouches millimétriques ocre, ferrugineuses et à galets mous de shale violine, en bancs massifs de 1 m d'épaisseur moyenne séparés par des passées tendres litées.	TA 472 L.M. TA 1983
1	2,0 et plus	CO_{10}	25	grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, à stratifications obliques ; équivalent au toit du niveau 5 de la coupe 47 A.	
	191,0	CO_{10}			

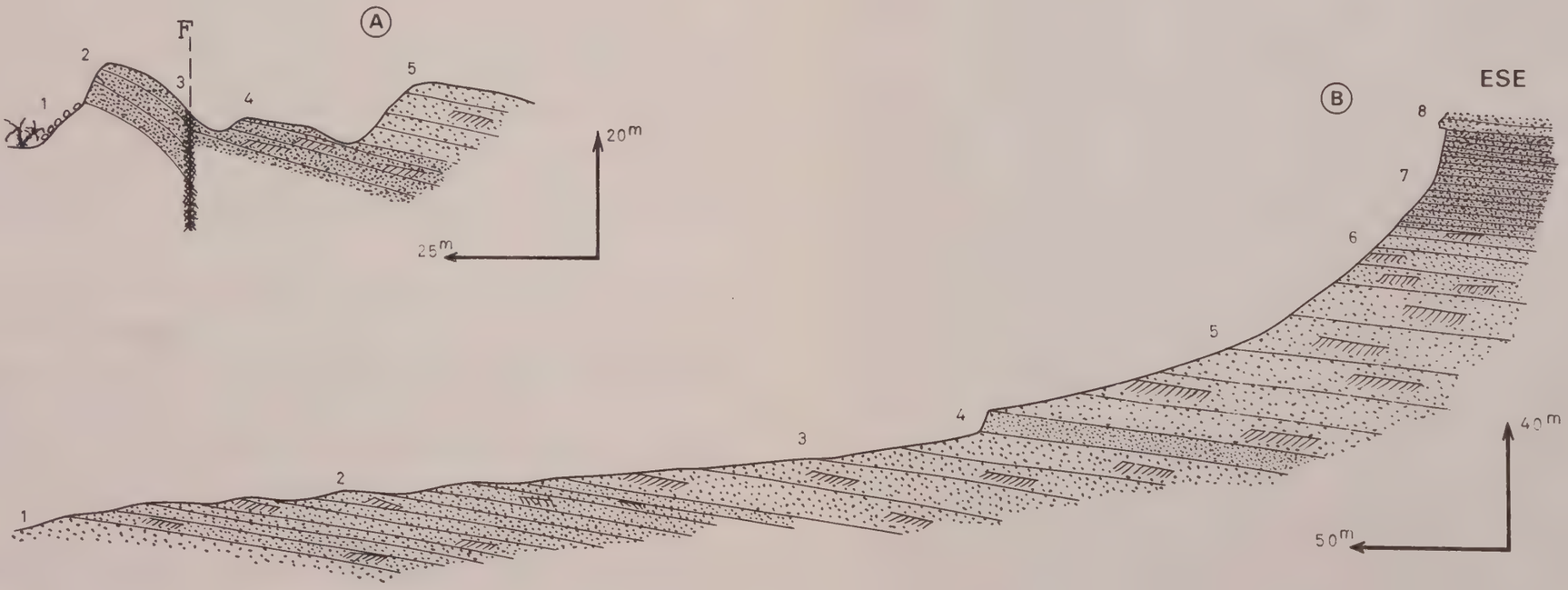
- Coupe C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
11	5,0 et plus	CO_{12}	28	grès fin, micacé, mauve, à passées verdâtres, à stratifications obliques, à galets mous de shale, avec quelques bancs à Scolithes ; l'ensemble est finement lité et rubané.	
10	1,5	CO_{12}	27	grès-quartzite fin, à grands Scolithes atteignant 20 cm, à patine rougeâtre, à débit en gros parallélépipèdes ; faciès "bois fossile" de Th. Monod (1952).	TA 479 L.M.
9	7,5	CO_{12}	27	grès fin, à ciment chloriteux et grès-quartzite fin, légèrement micacé, à grand Scolithes, à cassure ocre, à patine rosée, tendre, à débit en parallélépipèdes ; identique au niveau 10, mais plus tendre.	TA 478 L.M.
8	4,0	CO_{12}	27	grès-quartzite fin, à grands Scolithes, à débit en grands parallélépipèdes aux bords arrondis, à patine orangée ou rougeâtre ; faciès "bois fossile" de Th. Monod (1952), identique au niveau 10.	TA 477 L.M. TA 1994
7	8,0	CO_{12}	27	grès fin, légèrement micacé, à grands Scolithes, à cassure ocre ou rosée, à patine orangée, à débit en grands parallélépipèdes ; très voisin du niveau 9.	TA 1993









COUPES 47 A, B ET C DE CO_{10} ET CO_{11} DANS L'OUED OUJEFT AU NORD DE LA PALMERAIE D'AKAD

Figure 137

6	17,0	CO_{12}	27	grès fin, sans Scolithes, à cassure blanchâtre, à stratifications obliques et figures de slumping, en bancs massifs alternant avec des passées plus tendres litées.	TA 1992
5	10,0	CO_{12}	27	grès fin, légèrement micacé, à grands Scolithes, à cassure ocre ou blanchâtre, à débit en parallélépipèdes.	TA 1991
4	4,0	CO_{12}	27	grès-quartzite très fin, à patine sombre ; faciès voisin du niveau 2 (CO_{11}).	
3	0,25	CO_{12}	27	grès très fin, légèrement micacé, à grands Scolithes, à nombreux dendrites de manganèse, à cassure blanchâtre et à débit en parallélépipèdes.	
	57,25	CO_{12}			
2	19,0	CO_{11}	26	grès-quartzite fin, parfois légèrement micacé, à cassure grisâtre mouchetée de rose (feldspaths en voie de kaolinisation ?), à patine noire, à stratifications obliques nombreuses et de grande taille, en bancs massifs atteignant 1 m d'épaisseur.	TA 1990
1	3,0 et plus	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, légèrement micacé, finement lité ; équivalent du niveau 7 de la coupe 47 B.	

L'épaisseur de CO_{10} déduite des coupes 47 A et B est de 207 m. Il s'agit d'une épaisseur partielle, la base de CO_{10} étant masquée par la faille de la coupe 47 A. En fait, cette épaisseur peut être considérée comme très voisine de l'épaisseur totale de CO_{10}, la faille laissant apparaître latéralement, sous les grès-quartzites du niveau 4 de la coupe 47 A, les faciès de grès-quartzites grossiers qui marquent le toit de CO_9. Du point de vue lithologique, CO_{10} forme un ensemble homogène de grès-quartzites fins, feldspathiques, mauves, à nombreuses stratifications obliques.

CO_{11}, épais de 19 m, forme une falaise verticale constituée de grès-quartzites fins, blancs, à grandes stratifications obliques.

La base de CO_{12}, épaisse de 57 m, est riche en grès fins, micacés, à grands Scolithes (faciès "bois fossile" de Th. Monod, 1952).

Les épaisseurs de CO_{10} et CO_{12} sont approximatives, étant donné le grand étalement des coupes et la difficulté dans l'appréciation des pendages.

4) Coupes 48 A, B, C et D de CO_{10}-CO_{12} dans l'Oued Touerga et à la Garat Tensourat (fig. 138)

La coupe A a été levée sur la rive gauche de l'Oued Touerga ; elle intéresse le toit de CO_9 et la base de CO_{10}, dont les épaisseurs sont approximatives pour les mêmes raisons que précédemment. La coupe B est levée dans la falaise de la rive droite, et englobe le sommet de CO_{10} et la base de CO_{11}.

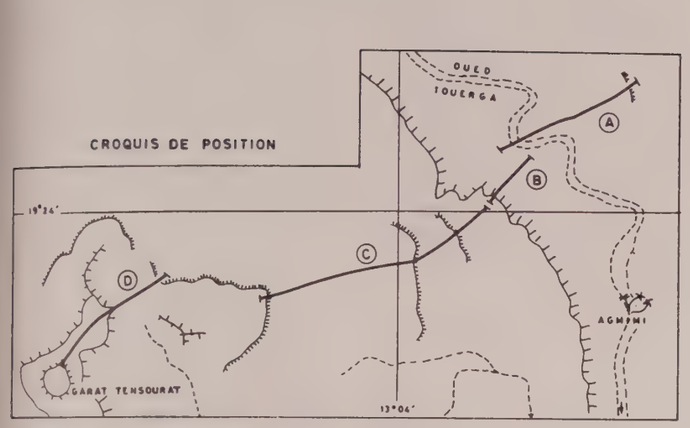
Dans la coupe C, longue et sans grande dénivelée, les épaisseurs sont très approximatives. Enfin la coupe D de Garat Tensourat intéresse CO_{12} et la base de CO_{13}.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	10,0	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, zoné, à stratifications obliques ; forme une petite falaise dans un méandre de l'Oued Touerga.	
8	5,0	CO_{10}	25	alluvions de l'Oued Touerga.	
7	65,0 env.	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, zoné, à nombreuses stratifications obliques ; alternance de bancs durs décimétriques et de passées friables.	TA 1977
6	6,0	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, feldspathique, zoné à auréoles concentriques d'un mauve plus ou moins foncé, friable, à stratifications obliques, à empreintes de galets mous et à galettes de 1 à 2 cm de shale mauve.	
5	39,0 env.	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, mauve, zoné, à stratifications obliques, à empreintes de galets mous et à fines intercalations décimétriques de grès grossier à quartz millimétriques arrondis.	TA 1976 L.M.
4	5,0	CO_{10}	25	grès-quartzite moyen à grossier, feldspathique, mauve, à quartz millimétriques arrondis.	TA 1975 L.M.
	130,0 env.	CO_{10}			
3	44,0 env.	CO_9	24	grès à grès-quartzite grossier, à passées conglomératiques à graviers de quartz atteignant 1 cm, à cassure blanche ou ocre et à nombreuses stratifications obliques de grande taille ; au sommet ce grès devient rose et mauve et s'enrichit en feldspaths, il y a passage progressif de CO_9 à CO_{10}	
				- à + 40 m	TA 1970
				- à + 4 m	TA 1969
2	5,0	CO_9	24	grès-quartzite moyen, à lits centimétriques très grossiers à quartz de 1 à 2 mm arrondis, à patine sombre et à débit ruiniforme.	TA 1968
1	5,0	CO_9	24	grès-quartzite fin, à cassure blanche, à patine sombre, à débit en plaques ou en parallélépipèdes.	TA 1967
	54,0 env.	CO_9			

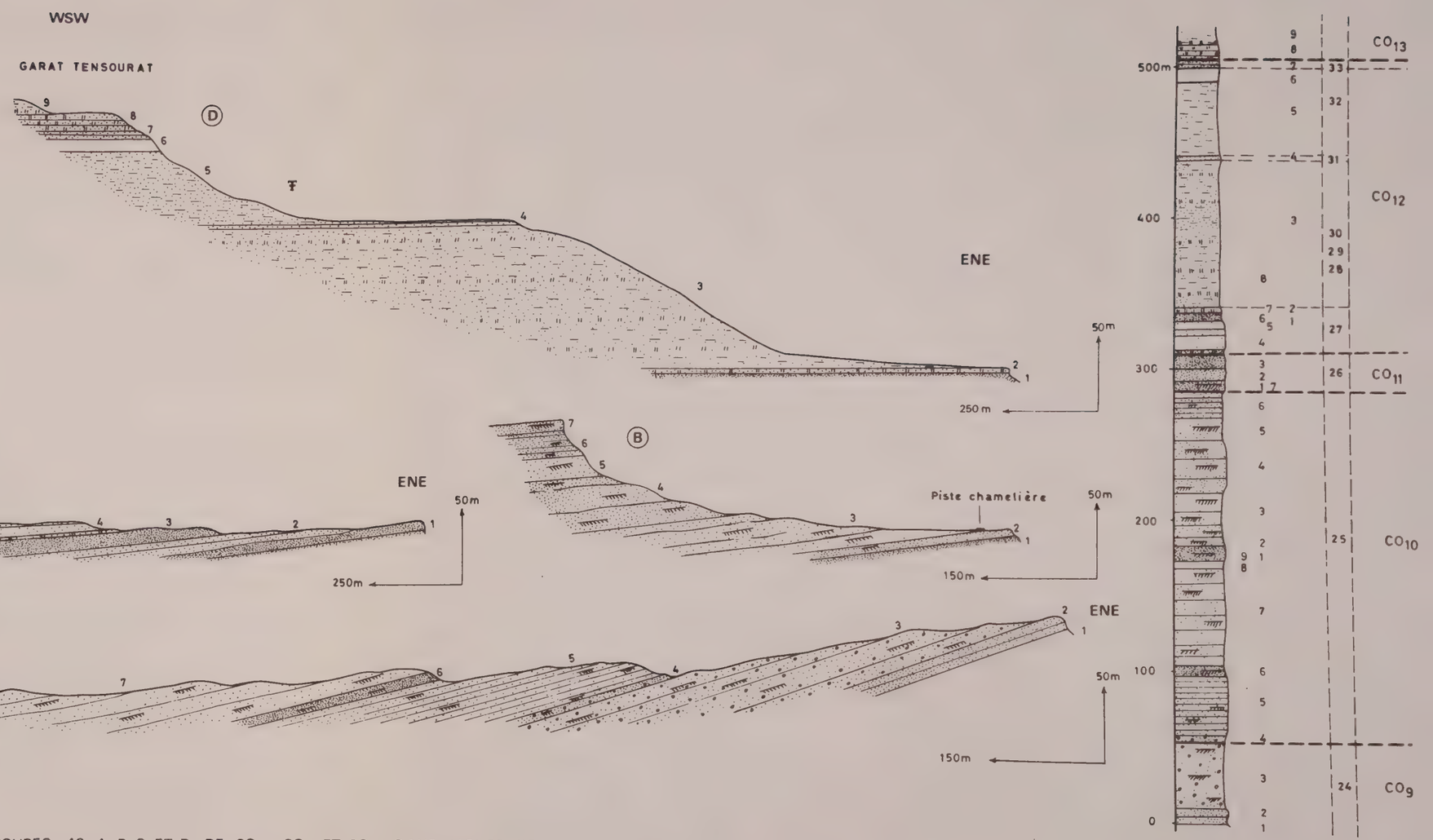
- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	7,0	CO_{11}	26	grès-quartzite fin, moyen à la base, feldspathique, à cassure claire, à patine noire et à nombreuses stratifications obliques décimétriques pentées en moyenne vers le NW.	TA 1981 L.M.



Photographies aériennes I.G.N. NF 28 XXIII n° 398 † et 399 †

0 1 2 Km



COUPES 48 A, B, C ET D DE CO_{10}, CO_{11} ET CO_{12} DANS L'OUED TOUERGA ET A LA GARAT TENSOURAT

Figure 138

6	18,0	CO_{10}	25	grès très fin, feldspathique, mauve, friable, à mouches d'oxydes de fer et à nombreuses galettes millimétriques de shale mauve ; affleure sporadiquement sous les éboulis du niveau 7.	TA I980bis L.M.
5	15,0	CO_{10}	25	grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, à nombreuses stratifications obliques et à empreintes de galets mous.	TA 1980 L.M.
4	35,0	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, zoné, à stratifications obliques et à empreintes de galets mous ; alternance de bancs durs et de passées friables.	TA 1979
3	30,0	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, zoné, à stratifications obliques ; forme une succession de petites cuestas de quelques mètres de hauteur.	TA 1978
2	5,0	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, feldspathique, mauve, zoné, tendre, à stratifications obliques et à nombreuses empreintes de galets mous.	
1	2,0 et plus	CO_{10}	25	grès à grès-quartzite fin, feldspathique, mauve ; équivalent du sommet du niveau 9 de la coupe 48 A.	
	105,0 env.	CO_{10}			

- Coupe C

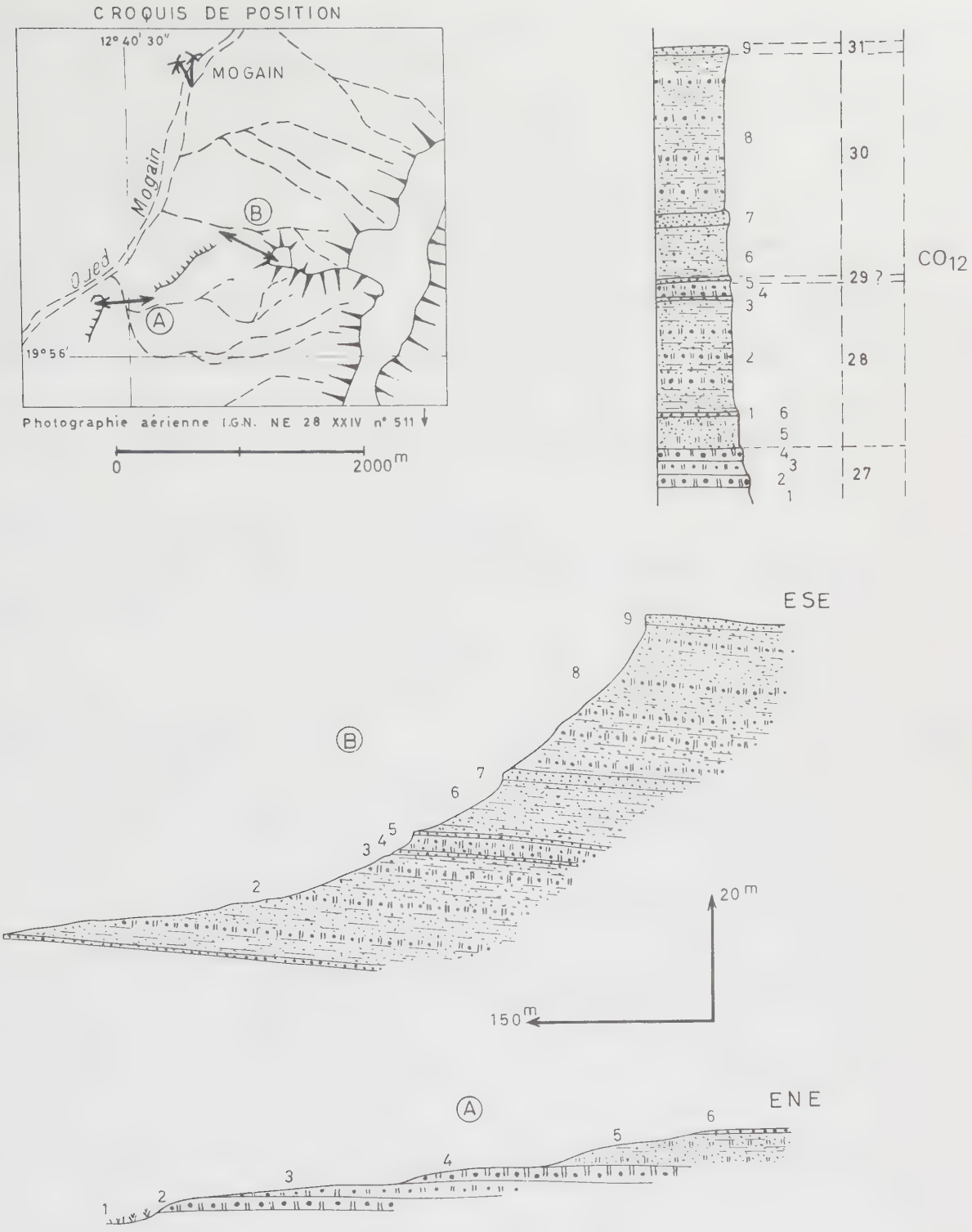
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
8	15,0 et plus	CO_{12}	28	grès fin, micacé, à Scolithes, finement lité ; équivalent de la base du niveau 3 de la coupe 48 D.	
7	4,0	CO_{12}	27	grès à grès-quartzite fin, micacé, à grands Scolithes, à cassure claire, à patine noire ou rougeâtre ; ce faciès a été décrit sous le nom de "bois fossile" par Th. Monod (1952).	
6	5,0	CO_{12}	27	grès à grès-quartzite fin, micacé, mauve, tendre, bien stratifié, à débit en parallélépipèdes centimétriques.	
5	19,0 env.	CO_{12}	27	grès-quartzite fin, à cassure claire, à patine grise ; faciès identique à CO_{11}, niveaux 1, 2 et 3 de la coupe 48 C.	
4	2,0	CO_{12}	27	grès à grès-quartzite fin, micacé, tendre, à grands Scolithes, à patine rougeâtre ou orangée ; faciès très voisin du niveau 7.	
	45,0 env.	CO_{12}			
3	10,0 env.	CO_{11}	26	grès-quartzite fin, à cassure claire, à mouches orangées de 0,1 à 0,2 mm d'oxydes de fer, à patine grise ou noire.	TA 1971 et 1972
2	9,0 env.	CO_{11}	26	grès-quartzite fin, à patine grise ; faciès très voisin du niveau 1.	

1	3,0 et plus	CO_{11}	26	grès-quartzite fin, feldspathique, à stratifications obliques décimétriques ; équivalent du sommet du niveau 7 de la coupe 48 B.	
	22,0 env.	CO_{11}			

- Coupe D

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	9,0	CO_{13}	34	grès fin, micacé, tendre, à cassure rougeâtre, à patine sombre et à très nombreux rognons de marcassite de 1 mm à plusieurs centimètres de diamètre, utilisés par les Maures comme plomb de chasse dans les fusils de traite.	TA 1974
8	13,5	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, dur, à grands Scolithes, en bancs massifs, à patine rougeâtre.	
	22,5	CO_{13}			
7	2,0	CO_{12}	33	grès-quartzite fin, à cassure blanche, à mouches rouille d'oxydes et d'hydroxydes de fer, à patine brune et à nombreuses empreintes de galets mous.	
6	9,0 env.	CO_{12}	32 ?	éboulis du niveau 7.	
5	50,0	CO_{12}	32	grès fin, argileux, micacé, tendre, à lits centimétriques de grès à grès-quartzite fin, dur, à nombreuses empreintes de galets mous ; entre + 17 m et + 35 m, Brachiopodes inarticulés, à coquilles à ornementation conservée, déterminés par Ph. Legrand (1967 et 1969) comme *Westonia chudeaui* Legrand.	TA 1973
4	2,0	CO_{12}	31	grès-quartzite fin à moyen, à stratifications obliques, à empreintes de galets mous, en bancs de 10 à 25 cm à débit parallélépipédique ; au sommet, faciès de grès conglomératique à galets centimétriques aplatis qui ressemble beaucoup au niveau 6 de la coupe 51 B de Foum Nbeika et Hassi el Garfa.	
3	97,0 env.	CO_{12}	28, 29 et 30	grès fin, micacé, à nombreux niveaux à Scolithes de petite taille et à figures de glissement : ensemble homogène, finement stratifié, à aspect rubané très caractéristique.	
2	4,0	CO_{12}	27	grès à grès-quartzite fin, micacé, à grands Scolithes ; équivalent du niveau 7 de la coupe 48 C.	
1	2,0	CO_{12}	27	grès à grès-quartzite fin, micacé, tendre ; équivalent du niveau 6 de la coupe 48 C.	
	166,0 env.	CO_{12}			

CO_{10} est, dans les coupes 48 A et B, épais de 233 m environ. C'est un ensemble monotone de grès à grès-quartzites fins, feldspathiques, mauves, à stratifications obliques pentées vers



COUPES 49 A ET B DE CO_{12} DANS L'OUED MOGAIN

Figure 139

le NW. Le passage avec CO_9, progressif, se fait par l'intermédiaire de grès grossiers qui perdent leur couleur mauve et s'appauvrissent en feldspaths.

CO_{11}, épais de 26 m, est formé de grès-quartzites durs, à stratifications obliques, qui forment le couronnement de la falaise de la rive droite de l'Oued Touerga.

CO_{12} est épais de 190 m environ. Le premier banc de grès ou grès-quartzite à grands Scolithes (faciès "bois fossile" de Th. Monod, 1952) a été choisi comme base de CO_{12}. La sédimentation gréseuse, très monotone dans CO_9, CO_{10} et CO_{11}, se diversifie dans CO_{12} où il est possible de distinguer plusieurs niveaux. De plus c'est, en Adrar de Mauritanie, dans cette formation qu'apparaissent les premiers fossiles d'intérêt stratigraphique. Ce sont des Brachiopodes inarticulés déterminés par Ph. Legrand (1967 et 1969) comme *Westonia chudeaui* Legrand.

CO_{13} est formé d'un ensemble *homogène* de grès et grès-quartzites à Scolithes rougeâtres, tendres, dont on ne voit que la partie inférieure (niveaux 8 et 9 de la coupe D).

5) Coupes 49 A et B de CO_{12} dans l'Oued Mogain (fig. 139)

Ces coupes ont été levées non loin de l'itinéraire carrossable qui relie Atar à Tijigja, à proximité de la petite palmeraie de Mogain.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	0,3	CO_{12}	28	grès à grès-quartzite fin, feldspathique (?), légèrement micacé, à patine sombre, à débit en plaquettes.	TA 627
5	5,5	CO_{12}	28	grès fin, micacé, à Scolithes, tendre, à rares intercalations centimétriques plus dures de grès ou de grès-quartzite.	TA 626
4	2,0	CO_{12}	27	grès à grès-quartzite fin, micacé, à grands Scolithes, à cassure orangée, à patine rougeâtre ; c'est le faciès décrit sous le nom de "bois fossile" par Th. Monod (1952).	TA 625
3	2,0	CO_{12}	27	grès fin, micacé, à grands Scolithes, tendre, friable, à débit rognoneux.	
2	2,0	CO_{12}	27	grès à grès-quartzite fin, micacé, à grands Scolithes, à patine noirâtre ou rougeâtre ; faciès très voisin du niveau 4.	
1	2,0	CO_{12} ?	27 ?	alluvions de l'Oued Mogain cachant probablement la base de CO_{12}.	
	13,8	CO_{12}'			

- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	1,0 visible	CO_{12}	31 ?	grès-quartzite fin, à mouches rouille millimétriques d'oxydes et d'hydroxydes de fer et à rides d'oscillation interférentes (J. Bajard, 1966, fig. 112).	TA 632

8	24,5	CO_{12}	30	grès fin, micacé, tendre, à Scolithes, à débit en plaquettes ou en esquilles, affleurant mal sous les éboulis de grès-quartzite du niveau 9.	TA 631
7	2,0	CO_{12}	30	grès à grès-quartzite fin, micacé, dur, à mouches rouille et vertes d'oxydes et d'hydroxydes de fer et à fines intercalations de grès fin, micacé, fissile ; nombreuses figures de slumping.	TA 630
6	9,5	CO_{12}	30	grès fin, micacé, bien lité, à débit en esquilles ou en plaquettes.	
5	0,3	CO_{12}	29 ?	grès à grès-quartzite fin, légèrement micacé, dur, formant un replat bien visible.	
4	2,5	CO_{12}	28	grès fin, micacé, à Scolithes, à patine et cassure verdâtre, jaunâtre, ocre, mauve ou rougeâtre, avec des mouches rouille d'oxydes et d'hydroxydes de fer.	
3	0,2	CO_{12}	28	grès à grès-quartzite fin, légèrement micacé, dur.	TA 629
2	18,0	CO_{12}	28	grès fin, micacé, verdâtre, ocre, mauve, finement lité, à stratification soulignée par des traînées noires d'oxydes métalliques ; certains lits renferment des Scolithes de petite taille.	TA 628
1	0,3	CO_{12}	28	grès à grès-quartzite fin, légèrement micacé, en plaques ; équivalent du niveau 6 de la coupe 49 A.	
	58,3	CO_{12}			

L'épaisseur de CO_{12} (niveaux 27, 28, 29 et 30) est voisine de 72 m. La base de CO_{12} (niv. 27) est masquée par les alluvions de l'Oued Mogain ; l'épaisseur des terrains manquant à la base est de l'ordre de 10 à 30 m.

6) Coupes 50 A et B de CO_{12} et CO_{13} au Guelb Gueydig (fig. 140)

Ces deux coupes sont levées à proximité du Guelb Gueydig que contourne l'itinéraire carrossable qui relie Atar à Tijigja.

- Coupe A

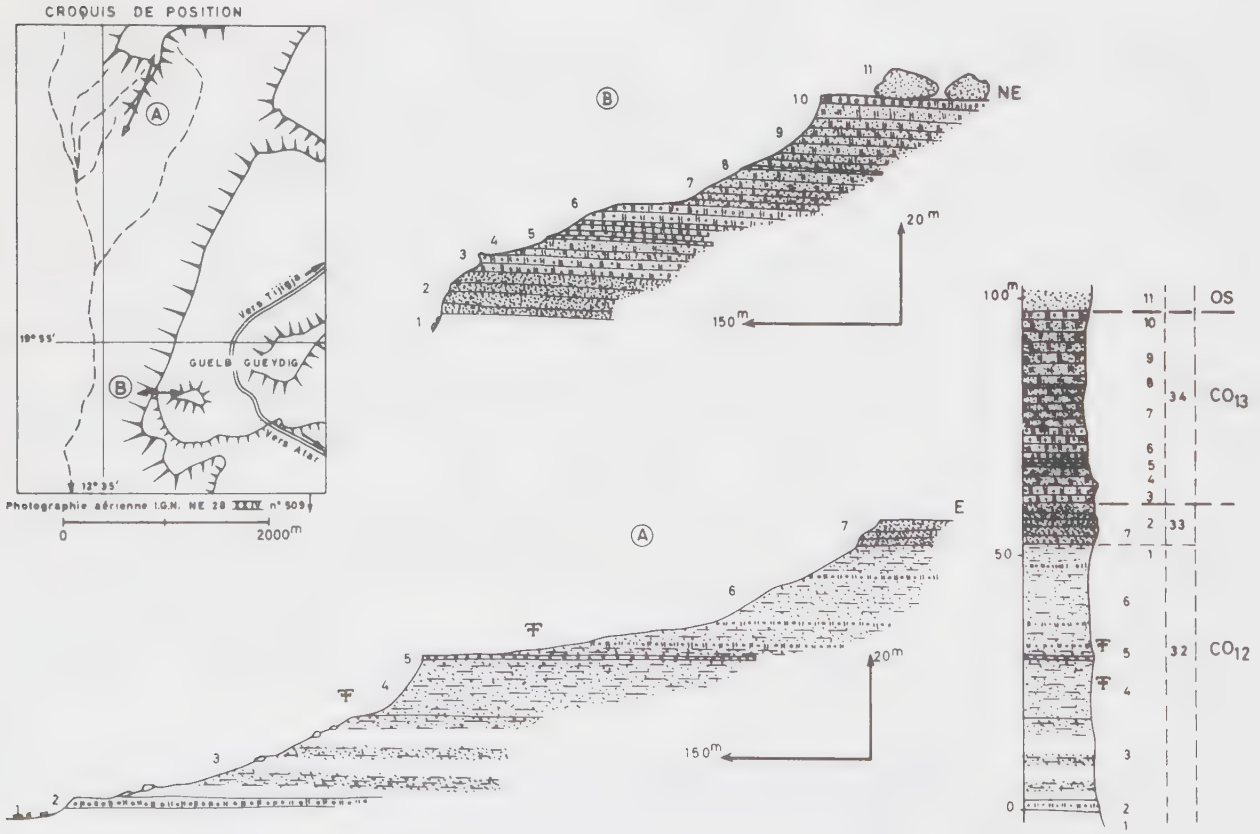
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
7	5,0	CO_{12}	33	grès-quartzite fin, à cassure saccharoïde, à patine sombre.	TA 638
6	22,0	CO_{12}	32	grès fin, micacé, à rares Scolithes de petite taille, à nombreuses stries de courant, à sphérules millimétriques d'oxydes de fer, en bancs de 5 cm d'épaisseur moyenne, bien stratifié, à débit en plaquettes ou en esquilles ; dans les cinq premiers mètres, Brachiopodes inarticulés identiques à ceux décrits par Ph. Legrand (1967 et 1969), à Terguent et dans la Garat Tensourat, sous le nom de *Westonia chudeaui* Legrand.	TA 637

5	0,5	CO_{12}	32	grès à grès-quartzite fin, légèrement micacé, dur, à traînées noires d'oxydes métalliques (manganèse ?) soulignant la stratification ; forme un replat bien visible dans la morphologie de la butte.	TA 636
4	11,5	CO_{12}	32	siltstone à grès-quartzite très fin, feldspathique, micacé, verdâtre, tendre, à *Westonia chudeaui* Legrand, particulièrement abondants au sommet.	TA 635 L.M.
3	16,0	CO_{12}	32	grès fin, micacé, à nombreuses figures linéaires de courant, à rognons d'oxydes et d'hydroxydes de fer, à empreintes de galets mous et à rares intercalations de 5 à 15 cm de grès à grès-quartzite fin, dur.	TA 634
2	2,0	CO_{12}	32	grès-quartzite fin, à patine sombre, bien lité, à grands Scolithes filiformes.	TA 633
1	2,0	CO_{12}		recouvrement sableux masquant les grès-quartzites (niveau 9) et le sommet des grès fins tendres micacés à Scolithes (niveau 8) de la coupe 49 B de l'Oued Mogain; l'épaisseur des terrains masqués est de l'ordre de 10 à 15 m.	
	59,0	CO_{12}			

- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
11	5,0 et plus	OS		grès-quartzite grossier, à quartz arrondis atteignant 5 mm, à galets mous centimétriques de grès micacé, tendre.	TA 645
10	1,0	CO_{13}	34	grès-quartzite fin, à grands Scolithes filiformes, à nombreuses balles de fer de 2 à 4 mm de diamètre, bien visibles sur la surface des bancs.	TA 644
9	13,0	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, micacé, friable, rougeâtre, à Scolithes courts et trapus de 5 mm de diamètre moyen, et à nombreuses balles de 4 à 10 mm de diamètre d'oxydes et d'hydroxydes de fer.	
8	0,5	CO_{13}	34	grès-quartzite fin, à grands Scolithes filiformes atteignant 50 cm de long et à mouches rouille et vertes de 0,1 à 0,2 mm disposées en traînées soulignant la stratification.	TA 643
7	7,5	CO_{13}	34	grès-quartzite fin, micacé, rougeâtre, à Scolithes en forme de colonnettes courtes et trapues ; faciès voisin de celui du niveau 9.	TA 642 L.M.
6	8,5	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, légèrement micacé, à patine sombre à Scolithes, en bancs décimétriques. Au sommet, nous avons observé une structure circulaire (intersection d'une sphère par la stratification) de 60 cm de rayon constituée d'un coeur de 40 cm environ de grès-quartzite moyen *très dur* renfermant quelques grains de quartz arrondis de 3 à 4 mm, et une auréole de grès hétérogranulaire, légèrement ferrugineux, brun, plus tendre ; cette structure ressemble aux ovoïdes décrits par C. Gagny (1958) et M. Ruhland (1961) dans les grauwackes du Culm des Vosges méridionales.	TA 641 a L.M. TA 641 b L.M.

5	0,5	CO_{13}	34	grès-quartzite fin, à mouches de 2 à 3 mm constituées de grains de quartz cimentés par des oxydes et hydroxydes de fer et à nombreuses empreintes de galets mous.	TA 640
4	3,5	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, micacé, dur, à grands Scolithes filiformes, en bancs massifs, à patine sombre.	
3	3,5	CO_{13}	34	grès-quartzite fin à moyen, légèrement micacé, à patine sombre, à grands Scolithes, en bancs de 10 à 40 cm formant une corniche.	TA 639 L.M.
	38,5	CO_{13}			
2	8,0	CO_{12}	33	grès-quartzite fin, à patine brune, à nombreuses empreintes de galets mous atteignant parfois 5 cm ; en bancs massifs.	
1	2,0 et plus	CO_{12}	32 ?	recouvrement de sables éoliens.	
	10,0	CO_{12}			



COUPES 50 A ET B DE CO_{12} ET CO_{13} AU GUELB GUEYDIG

Figure 140

L'épaisseur partielle de CO_{12} (niveaux 32 et 33) affleurant est de 60 m environ, à quoi il faut ajouter les 10 à 15 m de grès fin, micacé, tendre, à Scolithes et de grès-quartzite (partie supérieure du niveau 30 et niveau 31) qui sont masqués par les sables éoliens. Le niveau à *Westonia chudeaui* Legrand, décrit dans la coupe de Garat Tensourat, a été retrouvé. C'est d'ailleurs dans la falaise voisine de Dakhlé Kelchi que cette faune a été signalée pour la première fois par R. Chudeau (1911).

L'épaisseur totale de CO_{12}, déduite des coupes 49 A et B de l'Oued Mogain et 50 A et B du Guelb Gueydig, est de l'ordre de 150 m, à quoi il faut ajouter, pour avoir l'épaisseur totale, une vingtaine de mètres environ représentant le niveau 27 en partie caché par les alluvions de l'Oued Mogain.

CO_{13}, constitué essentiellement de grès et grès-quartzites micacés, rougeâtres, à grands Scolithes, est, au Guelb Gueydig, épais de 38,5 m.

OS affleure sous forme d'énormes blocs en place de grès-quartzites grossiers aux contours arrondis ; à l'échelle de la coupe il est concordant sur CO_{I3}.

7) Coupes 51 A, B, C et D de CO_{12} et CO_{13} à Foum Nbeika et Hassi el Garfa (fig. 141)

Ces coupes ont été levées au Sud et à l'Est du petit puits de Hassi el Garfa, non loin du confluent de l'Oued Nbeika avec l'Oued Touerga - Hanouk.

- Coupe A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
5	0,8	CO_{12}	29	grès-quartzite très fin, micacé, dur, à mouches de 0,3 à 0,5 mm, noires ou rouille, de quartz colorés par des oxydes et des hydroxydes de fer ; forme un replat bien visible dans la topographie.	TA 1808 L.M.
4	23,0	CO_{12}	28	grès fin, micacé, mauve, à rares passées vertes, tendre, en petits bancs bien stratifiés à aspect rubané.	
3	18,0	CO_{12}	28	grès très fin, micacé, à ciment ferrugineux, mauve à rougeâtre, à rares passées verdâtres, en bancs réguliers de 5 à 10 cm, à empreintes de galets mous, à nombreux dendrites de manganèse, à débit en petits parallélépipèdes, avec quelques bancs à Scolithes ; fines intercalations de grès-quartzite très fin, dur, en plaquettes, à rares Scolithes.	TA 1806 L.M. TA 1807 L.M.
2	4,0	CO_{12}	27	grès-quartzite fin, à cassure mauve, à grands Scolithes, en bancs de 5 à 50 cm dont la surface est couverte de pustules correspondant aux section de ces Scolithes.	TA 1805
1	2,0 et plus	CO_{12} ?	27 ?	grès-quartzite fin, à patine grise, à cassure claire, en bancs décimétriques ; représente probablement une intercalation de grès-quartzite à la base de CO_{12} comme dans les coupes 47 de l'Oued Oujeft et 48 de l'Oued Touerga et de la Garat Tensourat.	
	47,8	CO_{12}			

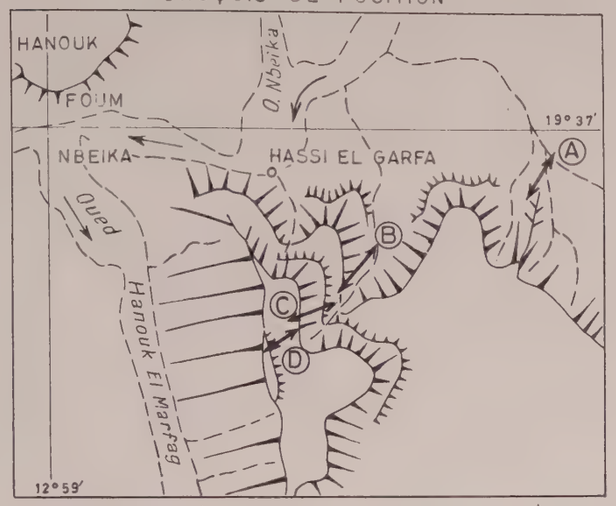
- Coupe B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	2,0	CO_{12}	31	grès hétérogranulaire, dur, à mouches de 0,2 à 0,3 mm rouille ou vertes d'oxydes et d'hydroxydes de fer, en bancs de 10 à 25 cm, à patine sombre, à débit en grandes dalles.	TA 1814 L.M.
6	0,2	CO_{12}	31	grès grossier, conglomératique, à galettes de grès-quartzite fin de 1 à 10 cm de diamètre, souvent très aplaties.	TA 1813
5	3,0 env.	CO_{12}	31	grès-quartzite moyen à grossier, à mouches millimétriques verdâtres de quartz cimentés par du fer, à stratifications obliques, en bancs massifs décimétriques, à patine fauve.	TA 1812 L.M.
4	15,0	CO_{12}	30	éboulis des niveaux 5, 6 et 7.	
3	28,0	CO_{12}	30	alternance de grès fin, argileux, micacé, verdâtre, à débit esquilleux, de grès-quartzite fin à très fin, à à cassure ocre à blanchâtre, à mouches de 0,5 mm rouille et vertes, en petits bancs, et de grès fin argileux, tendre, à Scolithes ; le contact entre les niveaux durs massifs et les niveaux tendres est irrégulier, les grès durs pénètrent les horizons tendres en donnant naissance à de nombreuses figures de surcharge (load marks), à des structures noduleuses et à des structures en traversins (ball and pillow structures) (pl. photo. XVII B), ces dernières étant le résultat de phénomènes de glissement dans un sédiment encore plastique.	TA 1809 TA 1810 L.M. TA 1811
2	23,0	CO_{12}	30	éboulis.	
1	2,0	CO_{12}	29	grès-quartzite fin à moyen, dur, à débit en dalles ; équivalent du niveau 5 de la coupe 51 A.	
	73,2	CO_{12}			

- Coupe C

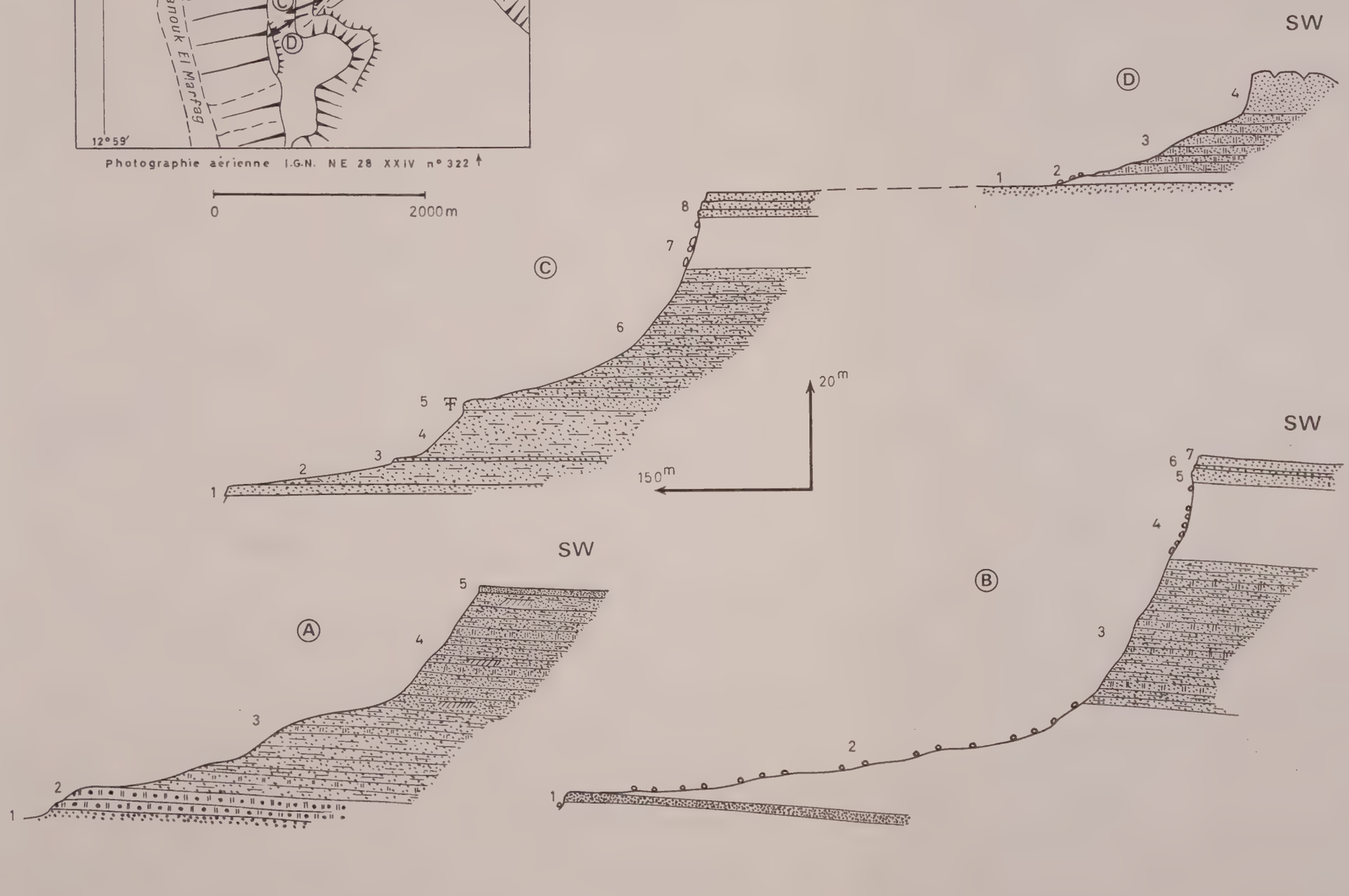
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
8	5,0	CO_{12}	33	grès-quartzite fin, à cassure blanchâtre ou brun clair, à patine grise ou miel, à débit en boules, avec quelques passées de grès-quartzite moyen à mouches millimétriques brunes constituées de grains de quartz liés par des oxydes et hydroxydes de fer.	TA 1833 L.M.
7	10,0	CO_{12}	32	éboulis du niveau 8.	
6	24,0	CO_{12}	32	grès fin, micacé, à cassure verte mouchetée de taches rouille de 0,5 à 1 mm, à débit en plaquettes, à balles millimétriques d'oxydes et d'hydroxydes de fer, à nombreuses figures linéaires de courant, avec quelques intercalations décimétriques de grès à grès-quartzite fin, dur, légèrement micacé.	TA 1831

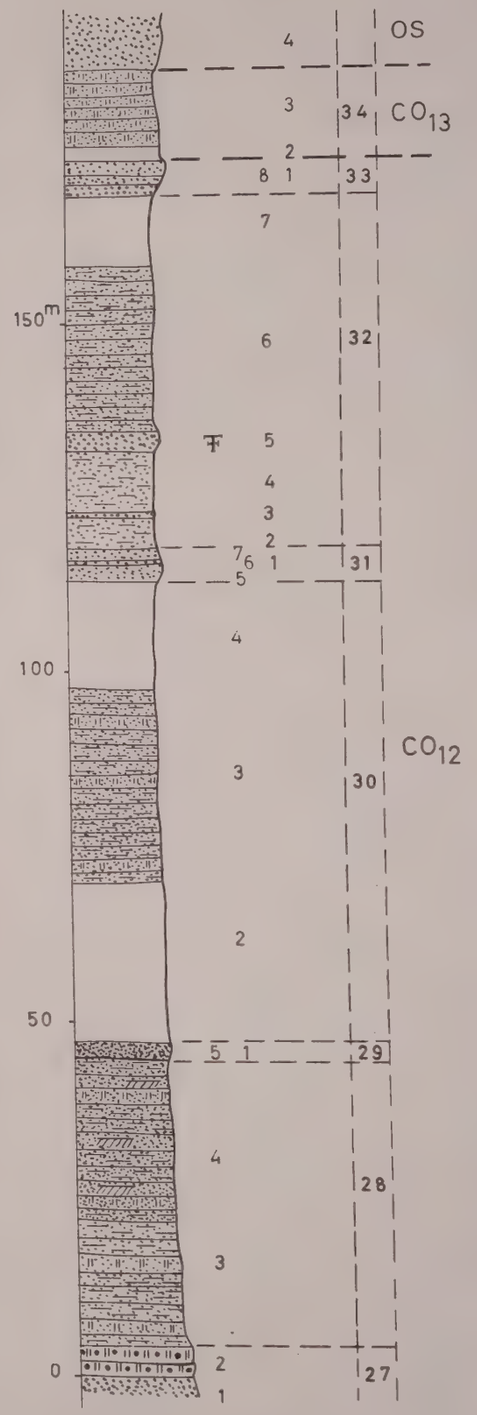
CROQUIS DE POSITION



Photographie aérienne I.G.N. NE 28 XXIV n° 322

0 2000m





COUPES 51 A, B, C ET D DE CO_{12} ET CO_{13} A FOUM NBEIKA ET HASSI EL GARFA

Figure 141

5	2,5	CO_{12}	32	siltstone à grès-quartzite très fin, peu micacé, à mouches rouille, à patine sombre et à nombreux Brachiopodes inarticulés du genre *Westonia chudeaui* Legrand.	TA 1830 L.M.
4	9,0	CO_{12}	32	grès fin micacé, verdâtre, tendre.	
3	0,5	CO_{12}	32	siltstone à grès-quartzite très fin, dur, à cassure verdâtre, à mouches rouille de 0,5 à 1 mm, à patine brune et à débit en gueuses.	TA 1829 L.M.
2	4,5	CO_{12}	32	siltstone à grès-quartzite très fin, micacé, à cassure verte mouchetée de taches rouille, à débit en plaquettes, alternant avec des grès fins, argileux ou des shales finement gréseux, micacés, fissiles, à débit en esquilles ou en plaquettes ; horizon tendre affleurant mal.	TA 1827 L.M. TA 1828
1	2,0	CO_{12}	31	grès hétérogranulaire, dur, à débit en dalles ; équivalent du niveau 7 de la coupe 51 B.	
	57,5	CO_{12}			

- Coupe D

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
4	5,0 et plus	OS		grès-quartzite moyen, conglomératique, à quartz millimétriques arrondis et à galettes de shale et de siltstone à grès très fin, argileux ; débit en énormes blocs arrondis.	TA 1835
3	11,0	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, micacé, à grands et minces Scolithes, à cassure orangée à rougeâtre, à patine noirâtre, en bancs réguliers de 10 à 15 cm d'épaisseur.	TA 1834 L.M.
2	2,0	CO_{13} ?	34 ?	non vu ; éboulis.	
	13,0	CO_{13} ?			
1	1,0	CO_{12}	33	grès-quartzite fin, à patine grise ou miel, à débit en boules ; équivalent du niveau 8 de la coupe 51 C.	

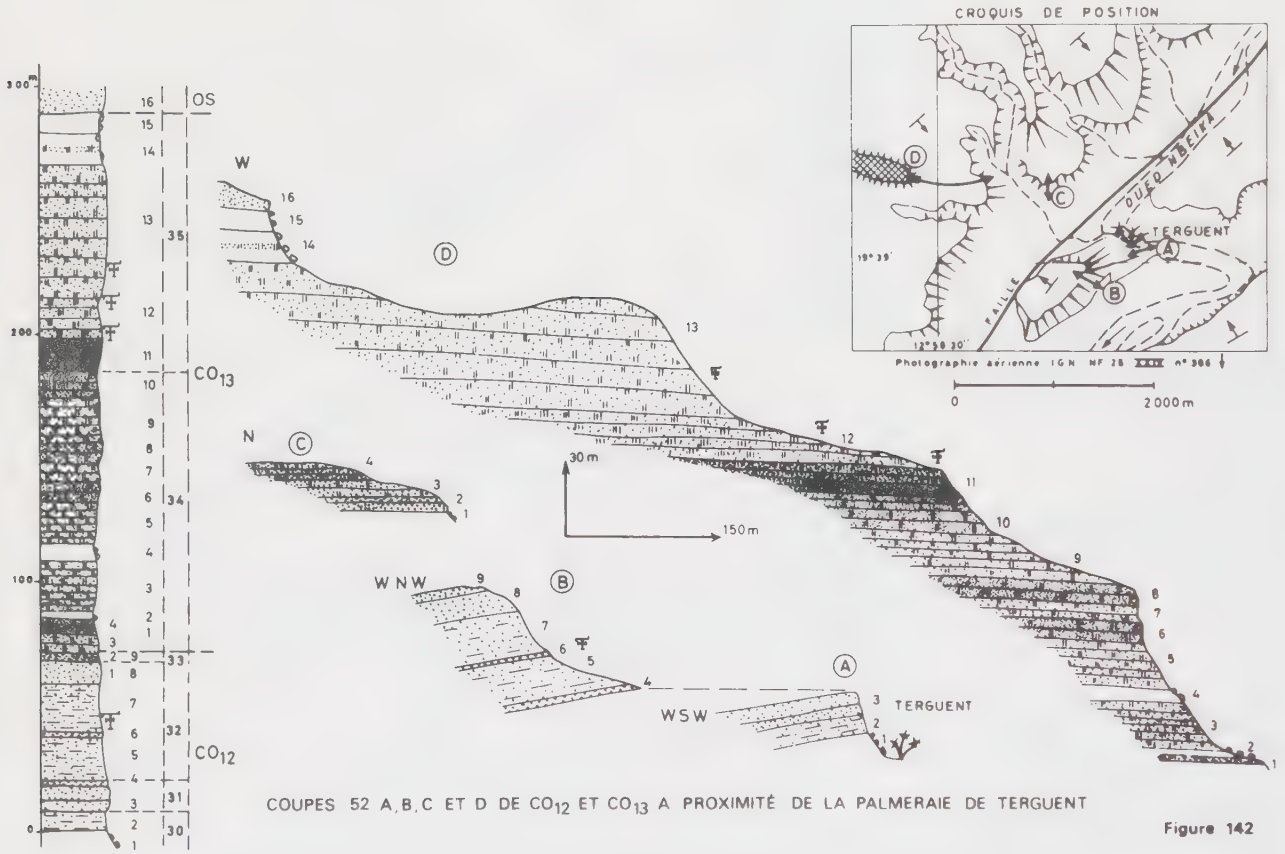
Ces coupes donnent une bonne idée de la variété de la sédimentation de CO_{12}, où 7 niveaux stratigraphiques ont pu être distingués. L'épaisseur de l'ensemble est de 173 m, un peu plus si l'on admet que le niveau 1 de la coupe 51 A fait encore partie de CO_{12} ; ce chiffre peut être considéré comme une bonne approximation, les 7 niveaux formant, dans cette région, des falaises abruptes assez faciles à mesurer.

CO_{13}, constitué de grès à grès-quartzites fins, micacés, tendres, à grands Scolithes, est épais de 13 m.

OS apparaît, à l'échelle de la coupe, comme concordant sur CO_{13}.

8) Coupes 52 A, B, C et D de CO_{12} et CO_{13} à proximité de la palmeraie de Terguent (fig. 142)

Ces coupes ont été levées dans l'Oued Nbeika à côté de la petite palmeraie de Terguent. Le fort pendage des coupes A et B est dû à la proximité de la faille de l'Oued Nbeika. La coupe D est, à notre connaissance, celle qui montre la plus grande épaisseur de CO_{13} sous la discordance de ravinement du mur de OS.



COUPES 52 A,B,C ET D DE CO_{12} ET CO_{13} A PROXIMITÉ DE LA PALMERAIE DE TERGUENT

Figure 142

- Coupes A et B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	3,0	CO_{12}	33	grès-quartzite fin à moyen, à cassure ocre, à mouches rouille, à patine claire de couleur miel.	TA 200 L.M.
8	8,0	CO_{12}	32	grès-quartzite fin à moyen, à cassure rose, à mouches rouille et verdâtres d'oxydes et d'hydroxydes de fer ; faciès très voisin du niveau 7, mais quartzifié.	TA 201 L.M.

7	19,0	CO_{12}	32	grès très fin, micacé, à ciment argileux, à cassure verte mouchetée de taches rouille, à débit en plaquettes ou en esquilles ; à la base, Brachiopodes inarticulés identiques à ceux du niveau 6.	TA 199 L.M. TA 198
6	2,0	CO_{12}	32	grès fin, micacé, dur, à cassure verte et brune et à nombreux *Westonia chudeaui* Legrand.	JS* 4803 191
5	17,0	CO_{12}	32	grès fin, micacé, argileux, à grandes paillettes de muscovite à plat dans la stratification, à cassure verte et brune avec au sommet quelques Brachiopodes inarticulés identiques à ceux du niveau 6.	192 RX
4	2 à 3,0 env.	CO_{12}	31	grès-quartzite fin à moyen, à cassure brun vert, à mouches rouille de 0,5 à 1 mm, à patine sombre, en bancs de 0,5 m environ.	TA 197 L.M.
3	9 à 10,0	CO_{12}	31	grès-quartzite moyen, à cassure claire, cristalline, à patine fauve et miel et à nombreuses empreintes de galets mous ; en bancs massifs se débitant en grandes gueuses.	TA 196 L.M.
2	8,0 env.	CO_{12}	30	grès fin, micacé, vert et ocre, finement stratifié, tendre.	
1	5,0 et plus	CO_{12}	30	éboulis et alluvions de l'Oued Nbeika.	
	74,0 env.	CO_{12}			

- Coupe C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
4	6,5	CO_{13}	34	grès-quartzite fin, micacé, à larges paillettes de muscovite, à grands Scolithes, à cassure rose et rouge, à patine brune ou rougeâtre.	TA 1816 TA 188 L.M.
3	6,5	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, micacé, à grands Scolithes, en bancs mal stratifiés de 5 à 50 cm, à débit en grandes dalles ; faciès très voisin de TA 188.	
	13,0	CO_{13}			
2	5,5	CO_{12}	33	grès-quartzite fin à moyen, à cassure brune, rosée, à patine fauve, à stratifications obliques, en bancs massifs atteignant 1 m ; équivalent du niveau 8 de la coupe 51 C de Foum Nbeika et Hassi el Garfa.	TA 1815 TA 187 b L.M.
1	1,0 et plus	CO_{12}		éboulis et sables éoliens.	
	6,5	CO_{12}			

*Echantillon J. Sougy.

- Coupe D

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
16	5,0 et plus	OS		grès-quartzite fin à moyen, à passées conglomératiques à quartz atteignant 1 cm et à galets mous centimétriques d'oxydes et d'hydroxydes de fer, de grès très fin et de siltstone argileux ; en bancs massifs atteignant 1 m, à débit en grosses boules.	TA 1824 et 1825 TA 195 L.M.
15	8,0	CO_{13} ?	35 ?	éboulis de grès-quartzite du niveau 16.	
14	13,0	CO_{13}	35	grès-quartzite fin, à grands Scolithes, en bancs de 10 cm d'épaisseur moyenne, affleurant mal sous les éboulis du niveau 16.	
13	53,0	CO_{13}	35	grès-quartzite fin, à cassure blanchâtre saccharoïde, à patine grise ou noire, à grands Scolithes, avec de 0 à + 42 m, de grands Brachiopodes inarticulés triangulaires que Ph. Legrand (1967) a déterminé comme *Lingulella* (?) *pseudocrumena* Oehlert, *Lingulella* sp. C, et *Tomasina* (?) sp.	TA 1823 TA 194 L.M.
12	17,0	CO_{13}	35	grès-quartzite fin, à grands Scolithes frêles, à patine gris noir, en bancs de 10 à 20 cm, avec à la base des Brachiopodes inarticulés de forme triangulaire, identiques à ceux du niveau 13 ; en partie masqué par des éboulis.	
11	13,5	CO_{13}	35	grès-quartzite fin, légèrement argileux, à cassure brune, à mouches rouille millimétriques, à grands et fins Scolithes atteignant 30 cm, en bancs de 10 à 30 cm ; les 2 m supérieurs renferment des Brachiopodes inarticulés identiques à ceux des niveaux 12 et 13.	TA 1822 TA 193 TA 192 L.M.,R.X
10	11,0	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite à Scolithes, fin, argileux, micacé, tendre, à cassure orangée à rougeâtre.	
9	18,0	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, argileux, micacé, à grands Scolithes, à patine noire, à nombreuses concrétions millimétriques ferrugineuses, en bancs de 5 à 15 cm.	TA 1821
8	8,0	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, micacé, à Scolithes, dur, en bancs atteignant 50 cm, à patine sombre, formant un ressaut net dans la topographie.	
7	7,0	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite, argileux, micacé, à Scolithes.	
6	8,5	CO_{13}	34	grès-quartzite fin, micacé, dur, à nombreux Scolithes, à patine noire, en bancs massifs formant une petite falaise ; faciès très voisin du niveau 8.	TA 1820 TA 191 L.M.
5	17,0	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, argileux, micacé, à Scolithes, à grandes paillettes de muscovite et à nombreuses balles d'oxydes et d'hydroxydes de fer atteignant 1,5 cm de diamètre.	
4	6,5	CO_{13}	34	éboulis.	

3	19,0	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite fin, argileux, micacé, tendre, lité, de couleur rouge brique, à grands Scolithes de 0,5 cm de diamètre, alternant avec des grès-quartzites durs micacés, à mouches de 0,5 mm rouille ou verdâtres, et à grands Scolithes.	TA 1817 R.X TA 189 L.M. TA 1818 et 1819 TA 190 L.M.
2	3,0	CO_{13}	34	éboulis.	
1	3,0 et plus	CO_{13}	34	grès à grès-quartzite micacé, rougeâtre ; équivalent du niveau 4 de la coupe 52 C.	
	205,5	CO_{13}			

L'épaisseur de CO_{13}, déduite des coupes C et D, est de 215,5 m ; c'est la plus forte épaisseur enregistrée dans tout l'Adrar. CO_{13} comprend, à la base (niveau 34), des grès et grès-quartzites fins, argileux, micacés, rougeâtres, friables, à Scolithes, épais de 111 m et au sommet (niveau 35), des grès-quartzites fins, durs, à grands Scolithes et à *Lingulella* et *Tomasina* (?) épais de 104,5 m.

9) Récapitulation des descriptions des coupes du groupe des Plateaux d'Oujeft

L'étude de ces 8 coupes nous a permis d'individualiser 5 formations dont les 2 supérieures ont pu être subdivisées en plusieurs niveaux. Ces subdivisions sont voisines de celles proposées par Th. Monod (1952, 1962).

a) CO_9 ou grès-quartzites fins de Chinguetti (niveau 24)

Dans la région étudiée, ces grès reposent en concordance sur les grès argileux et grès-quartzites fins, feldspathiques de la passe d'Amojiar, CO_8, qui constituent le sommet du groupe de la Falaise d'Atar.

Ce sont, en général, des grès-quartzites fins, massifs, à patine sombre, à débit en gros parallélépipèdes ou en boules. Certains bancs sont riches en stratifications obliques décimétriques qui attestent que ces grès se sont déposés dans l'eau. Leur dureté est très inégale ; certains bancs sont très durs et difficiles à casser, d'autres, au contraire, ne possèdent qu'une croûte de quartzification de quelques millimètres d'épaisseur qui, une fois cassée, laisse voir un grès-quartzite friable, s'effritant et "coulant" sous les coups de marteau. Localement ces grès peuvent s'enrichir en feldspaths et donner naissance, par altération récente, probablement quaternaire ou fini-tertiaire, à des intercalations d'argiles kaoliniques, exploitées à Chinguetti pour la confection des briques en "banco".

Dans la coupe de Khneg Choumat, la seule complète de l'Adrar, CO_9 est épais d'environ 90 m.

b) CO_{10} ou grès-quartzites fins, feldspathiques, mauves, à stratifications obliques d'Oujeft (niveau 25)

Ce sont des grès-quartzites, plus rarement des grès, fins, feldspathiques, souvent

micacés, mauves. La *couleur mauve* et l'*abondance des stratifications obliques décimétriques* sont les deux caractéristiques de CO_{10}. Les stratifications obliques, généralement pentées vers le NW, indiquent que ces grès se sont mis en place dans l'eau.

Le passage de CO_9 à CO_{10} est progressif et se fait par l'intermédiaire de grès grossiers, parfois microconglomératiques, qui vers le haut deviennent progressivement mauves et se chargent en feldspaths. Plusieurs observations faites dans les chaînons de Kneïfissat (Sud de la feuille au 1/200.000 Faraoun) et de Nouezine (Nord de la feuille au 1/200.000 Tamassoumit ou Ksar el Barka) laissent penser que *CO_{10} est un faciès* qui peut affecter une épaisseur plus ou moins grande du groupe des Plateaux. Vers le Sud, à Nouezine, les grès-quartzites feldspathiques mauves de CO_{10} paraissent remplacer, au moins en partie, les grès-quartzites de CO_9 peu épais.

Le passage CO_{10}-CO_{11} est, dans la région étudiée, très net. Aux grès-quartzites mauves tendres de CO_{10} succèdent les grès-quartzites blancs, massifs, formant la falaise de CO_{11}.

L'épaisseur de CO_{10} apparaît comme très variable, 144 m dans la coupe 46 de Chatou Kebir, 207 m dans la coupe 47 de l'Oued Oujeft et 233 m dans la coupe 48 de l'Oued Touerga et de la Garat Tensourat. Ces variations de puissance sont le résultat de l'interaction d'au moins trois éléments :

- des variations d'ordre sédimentologique et d'ordre paléogéographique qui font que CO_{10} s'accumule de façon préférentielle dans certaines zones.
- des erreurs possibles dans l'évaluation des pendages qui dans les coupes 47 et 48 varient rapidement.
- enfin le fait que CO_{10} apparaît comme un *faciès* dont l'installation n'est pas nécessairement partout synchrone.

De tout ceci il résulte que l'interprétation des variations d'épaisseur de CO_{10} est très délicate et ne peut donner, dans l'état actuel de nos connaissances, aucun renseignement sur la paléogéographie du bassin de Taoudeni au début de la sédimentation du groupe des Plateaux d'Oujeft.

c) *CO_{11} ou grès-quartzites fins, blancs, à stratifications obliques de l'Oued Touerga (niveau 26)*

C'est un ensemble homogène de grès-quartzites fins, blancs, massifs, à très belles stratifications obliques, formant une falaise abrupte entre les formations plus tendres de CO_{10} et de CO_{12}. Le passage à CO_{12} est progressif et se fait par une alternance de grès-quartzite dur à faciès CO_{11} et de grès-quartzite plus tendre à grands Scolithes à faciès CO_{13}. Cette alternance est très nette dans la coupe 48 de l'Oued Touerga et de la Garat Tensourat.

CO_{11} est épais de 19 m dans la coupe 47, 26 m dans la coupe 48 et plus de 30 m dans le massif de Chatou Kebir (coupe 46).

d) *CO_{12} ou grès-quartzites et grès fins à très fins, argileux, micacés, à Scolithes et à* Westonia chudeaui *Legrand de Foum Nbeika (niveaux 27 à 33)*

Avec CO_{12} la sédimentation détritique monotone se diversifie ; 7 niveaux, nettement distincts, ont pu être individualisés ; ces subdivisions sont voisines de celles proposées par Th. Monod (1962).

Le niveau de base, 27, est formé de grès-quartzites fins, micacés, rougeâtres, à grands

Scolithes filiformes ; c'est ce faciès que Th. Monod (1952) a décrit sous le nom imagé de "bois fossile".

Les niveaux 28 à 33 sont constitués par une épaisse série de grès tendres fins à très fins, micacés, argileux, à Scolithes, à débit en esquilles ou en plaquettes, à intercalations de grès-quartzites fins à très fins, subdivisée par trois niveaux durs (29, 31 et 33) de grès-quartzite hétérogranulaire souvent grossier, plus rarement fin (niveau 29), peu épais. Le niveau 32 renferme, dans toutes les coupes étudiées, une faune de Brachiopodes inarticulés que Ph. Legrand (1967, 1969) a décrite sous le terme de *Westonia chudeaui* Legrand.

CO_{12} est épais de 165 à 170 m environ dans les coupes 49 et 50, de 173 m dans la coupe 51 et de 190 m dans la coupe 48. Dans la coupe 51 de Foum Nbeika et Hassi el Garfa, où CO_{12} affleure en falaises faciles à mesurer, les épaisseurs respectives des 7 niveaux sont les suivantes :

niveau 33	5 m
niveau 32	50,5 m
niveau 31	5 m
niveau 30	66 m
niveau 29	2 m
niveau 28	41 m
niveau 27	en partie masqué.

e) CO_{13} ou grès-quartzites et grès fins, à grands Scolithes et à Lingulella *et* Tomasina (?) *de Terguent (niveaux 34 et 35)*

La partie inférieure de CO_{13} (niveau 34) est formée de grès-quartzites et grès fins, plus ou moins argileux, rougeâtres, micacés, à grandes paillettes de muscovite, à Scolithes et à nombreuses balles millimétriques d'oxydes et d'hydroxydes de fer ; ce faciès ressemble aux grès-quartzites à faciès "bois fossile" de CO_{12} (niveau 27).

La partie supérieure de CO_{13}, ou niveau 35, n'est bien connue que dans la coupe 52 D de Terguent ; elle est constituée de grès-quartzites fins à patine grisâtre, durs, massifs, à grands Scolithes filiformes et à Brachiopodes inarticulés, triangulaires, de grande taille (jusqu'à 4 cm de longueur) déterminés par Ph. Legrand (1967) comme *Lingulella* (?) *pseudocrumena* Oehlert (1909), *Lingulella* sp. C. et *Tomasina* (?) sp.

A Terguent CO_{13} est épais de 215,5 m ; 111 m pour le niveau 34 et 104,5 m pour le niveau 35.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Cette étude pétrographique sera subdivisée en quatre parties. Nous étudierons d'abord les grès-quartzites de CO_9 et CO_{11}, les grès-quartzites mauves feldspathiques de CO_{10}, puis les grès-quartzites et grès fins argileux, micacés, à Scolithes de CO_{12}, et enfin les grès et grès-quartzites à Scolithes de CO_{13}.

1) Les grès-quartzites fins de Chinguetti (CO_9) et de l'Oued Touerga (CO_{11})

. description macroscopique

CO_9 est constitué de grès-quartzites fins, rarement moyens, à patine sombre, à cassure claire, souvent ocre, tachetée de mouches millimétriques rouille constituées de grains de quartz colorés par des oxydes et hydroxydes de fer. Les stratifications obliques sont abondantes dans certains lits. Ces grès-quartzites souvent ruiniformes, à débit chaotique, forment le sommet de la falaise principale qui, dans la zone étudiée, se suit de Foucht au Sud à El Moïlah au Nord, et les plateaux, notamment celui de Chinguetti, qui plongent doucement vers le SE.

CO_{11} est formé de grès-quartzites, plus rarement de grès fins à moyens, durs, bien lités, à patine gris clair, à cassure blanche ou ocre. Tout comme les grès-quartzites mauves feldspathiques de CO_{10}, CO_{11} est caractérisé par l'abondance des stratifications obliques décimétriques à feuillets plans indiquant une mise en place dans l'eau. Ces stratifications obliques sont en moyenne orientées N 30° et plongent d'environ 20° vers le NW (fig. 143 A_1) ; elles indiquent un courant orienté N 120° et dirigé vers le NW.

. description microscopique

a) Les grès-quartzites fins CO_9 éch. TA 492, 493, 494, 1482, 1483, 1484, 1575 ; CO_{11} éch. TA 476*

- texture granulaire en mosaïque.
- *quartz* de 130 à 200 µ de diamètre moyen, pouvant atteindre 600 µ ; le nourrissage souvent très important ne masque pas entièrement les anciens grains arrondis ou subarrondis. Le classement est très bon ; il s'agit d'un ancien sable très évolué. Certains échantillons renferment quelques *grains de silexite et de micro-quartzite* à texture engrenée.
- les feldspaths sont très rares, alors qu'ils étaient abondants dans le groupe de la Falaise d'Atar ; ce sont en général des *feldspaths non maclés* altérés.
- les micas, lamelles de *muscovite* et de *chlorobiotite*, sont rares et le plus souvent totalement absents.
- dans certaines portions de lames, les *illites*, associées à des *oxydes* et *hydroxydes de fer*, constituent un film intergranulaire.
- *limonite et hématite* forment de petites granulations inégalement réparties.
- la *tourmaline verte* et le *zircon* sont présents dans tous les échantillons ; dans TA 476 (CO_{11}) les zircons sont très nombreux et de très grosse taille, au point de devenir un minéral caractéristique.
- l'échantillon TA 1483 renferment quelques *carbonates* en grains épars.

b) Les grès-quartzites moyens CO_{11} éch. TA 1981

Ils ne diffèrent des précédents que par la granulométrie ; les anciens grains apparaissent nettement arrondis et probablement d'origine éolienne. On note un début de kaolinisation des paillettes d'*illites*.

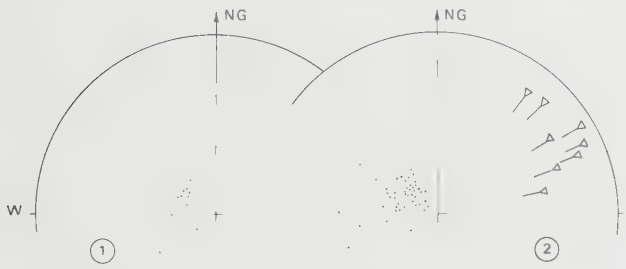
c) Les grès-quartzites fins, feldspathiques CO_9 éch. TA 1574

Les *feldspaths* forment de 5 à 10 % de la roche ; le *microcline* est très rare, les *feldspaths non maclés* sont abondants et souvent très altérés.

---

*Certains de ces échantillons ont été décrits avec les coupes du groupe de la Falaise d'Atar (coupes 42 d'Amojiar, 37 du Nord de la passe de Serize, 38 de Lekhleïgate...).

ORIENTATION DES STRATIFICATIONS OBLIQUES ET OBLIQUES DÉVERSÉES DANS CO_{10} ET CO_{11}



(A) COUPES 48 DE L'OUED TOUERGA ET DE LA GARAT TENSOURAT

(1) CO_{11} Orientation des stratifications obliques (17 mesures)

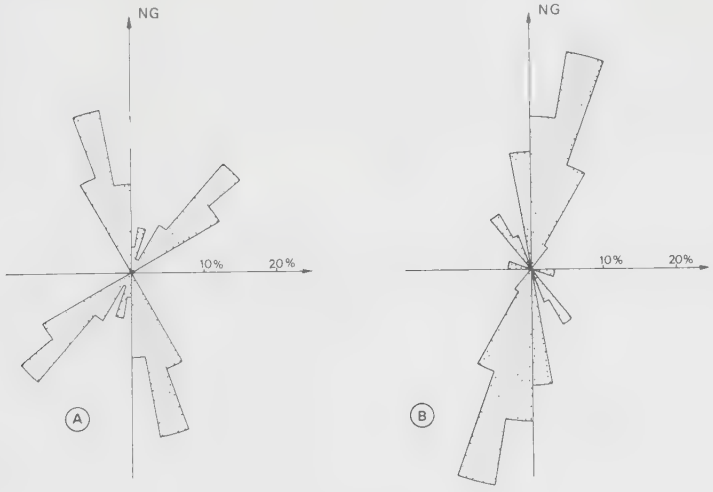
(2) CO_{10} Orientation des stratifications obliques (48 mesures) et des axes de charnières des stratifications obliques deversées (8 mesures)

(B) BUTTES DE LA RIVE DROITE DE L'OUED EL MELGA
(lat. N 20°34', long. W 12°47')

CO_{10} Orientation des axes des gouttières (⌐) et des charnières des stratifications obliques déversées (▽)

Figure 143

ORIENTATION DES DIACLASES DE CO_9 (mesures directes sur les photos aériennes I.G.N. au 1/50000)



(A) Région de Foucht, Ibi, photos NF 28V n°14 à 16 ↑ (60 mesures)

(B) Cours supérieur de l'Oued Agmomaj, plateau de Chinguetti photos NF 28VI n°340 à 342 ↓ et 383 à 387 ↑ (50 mesures)

Figure 144

d) Les grès fins CO_9 éch. TA 494 ; CO_{11} éch. TA 2006

L'échantillon TA 2006 est un grès fin à ciment d'*illites* peu abondant ; dans l'échantillon TA 494 on observe le passage entre une texture granulaire en mosaïque et une texture détritique à grains jointifs. Les illites forment un film intergranulaire ou de petits amas corrodant souvent les minéraux détritiques.

2) Les grès-quartzites fins, feldspathiques, mauves, à stratifications obliques d'Oujeft (CO_{10})

. description macroscopique

CO_{10} constitue un ensemble détritique monotone au faciès très caractéristique. Ce sont des grès-quartzites, rarement des grès, fins, feldspathiques, souvent micacés, bien lités, caractérisés par leur couleur mauve et l'abondance des stratifications obliques, plus rarement obliques renversées, qui attestent qu'il s'agit de sédiments déposés dans l'eau. La base est grossière, voire conglomératique et le passage entre CO_9 et CO_{10} est progressif.

L'étude de l'orientation des stratifications obliques a été faite en deux points ; dans l'Oued Touerga et à proximité de Zerga sur deux petites buttes de la rive droite de l'Oued el Melga.

48 mesures de feuillets de stratifications obliques et 8 mesures d'axe de stratifications obliques déversées (Chambre synd. Rech. et Product. Pétrole et gaz naturel, 1966, p. 45 et fig. 45) ont été relevées dans les niveaux 7 et 9 de la coupe 48 A de l'Oued Touerga et de la Garat Tensourat et dans les niveaux 2 à 6 de la coupe 48 B (fig. 143 A_2). Les stratifications obliques déversées se forment par écoulement par gravité d'un matériau encore plastique, sur de faibles pentes, leur fermeture indique l'aval de la pente. Les stratifications obliques sont en moyenne orientées N 38° et plongent d'environ 20° vers le NW ; elles indiquent un courant orienté N 128° et dirigé vers le NW.

L'orientation du courant est confirmée par l'orientation de la charnière des stratifications obliques déversées. L'angle entre la direction moyenne du courant et l'orientation moyenne (N 67°) des charnières des stratifications obliques renversées est d'environ 60°.

Dans les deux buttes de la rive droite de l'Oued el Melga (lat. N 20° 34' ; long. W 12° 47'), les stratifications obliques constituent des gouttières généralement métriques dont l'axe est en moyenne orienté N 130° et plonge vers le NW (fig. 143 B) ; l'axe des stratifications obliques déversées est orienté N 65°. L'angle entre la direction moyenne du courant indiqué par l'axe des gouttières et la charnière des stratifications obliques déversées est de 65°.

Sur le terrain, lorsque les affleurements ne sont pas très bons, il est parfois difficile de séparer les gouttières, qui sont souvent de petite taille, et les charnières des stratifications obliques déversées.

On remarquera la coïncidence quasi parfaite qui existe entre les mesures faites dans l'Oued Touerga et celles sur la rive droite de l'Oued el Melga, pourtant distantes d'une soixantaine de kilomètres.

. description microscopique

a) Les grès-quartzites fins, feldspathiques CO_{10},24 éch. TA 470, 471, 472, 473, 474, 475, 1980, 2003 et 2004

- texture granulaire en mosaïque.
- le *quartz* généralement subanguleux, plus rarement subarrondi, a 150 µ de diamètre moyen. Le nourrissage est très important et tend à former des cristaux automorphes. *Le contour des anciens grains est marqué par un mince film d'hématite qui auréole la plupart des minéraux détritiques* (pl. photo. XIX A et B). *C'est ce voile d'hématite qui est responsable de la couleur mauve de ces grès-quartzites.*
- les feldspaths forment en général environ 10 % de la roche ; ils sont caractérisés par une très forte altération. Le *microcline* est peu abondant et montre un début d'altération. Les *feldspaths non maclés* sont très abondants ; ils sont souvent altérés en un mélange vert pâle à incolore d'*illites* et de *kaolinite* ; l'altération débute par les clivages, le feldspath prend alors un aspect quadrillé très particulier. Certains feldspaths sont entièrement transformés en une masse floconneuse constituée de *kaolinite*, d'*illites* et d'*oxydes* et *hydroxydes de fer*.
- les micas, peu abondants, comportent des paillettes de *muscovite* et de *biotite* en voie de transformation en *chlorites*.
- l'*hématite* et la *magnétite* constituent, entre les grains détritiques, des amas de petite taille.
- la *tourmaline verte* et le *zircon* sont présents dans tous les échantillons étudiés.

Ces grès-quartzites représentent un sédiment bien classé, assez évolué, ayant subi, avant et pendant sa mise en place, une importante altération que révèle notamment la dégradation des feldspaths.

b) Les grès-quartzites moyens, feldspathiques CO_{10},24 éch. TA 1975 et les grès-quartzites conglomératiques CO_{10},24 éch. TA 469

Ces grès-quartzites diffèrent des précédents essentiellement par la granulométrie. Les *feldspaths* sont généralement peu abondants, tout comme les *micas*.

c) Les grès-quartzites fins CO_{10},24 éch. TA 1976

Les *feldspaths* sont rares et constituent moins de 5 % de la roche ; ils sont toujours très altérés.

d) Les grès très fins, feldspathiques CO_{10},24 éch. TA 1980 bis

La texture granulaire en mosaïque caractéristique des grès-quartzites passe dans certains échantillons à une texture détritique jointive. L'échantillon TA 1980 bis montre une lamelle de *muscovite* très claire, longue de 100 µ, remplaçant presque entièrement un *feldspath* détritique.

3) Les grès-quartzites et grès fins à très fins, argileux, micacés, à Scolithes et à *Westonia chudeaui* Legrand de Foum Nbeika (CO_{12})

. description macroscopique

Les 7 niveaux individualisés apparaissent clairement dans la morphologie. Les niveaux durs 31 et 33 forment des replats très nets ; le niveau 29 ne s'individualise que dans certaines coupes. Les niveaux 28, 30 et 32, tendres, forment le talus bien stratifié de petites cuestas.

Le niveau 27 est constitué de grès-quartzites fins, micacés, rougeâtres, souvent tendres, à Scolithes de 10 à 30 cm qui, en section perpendiculaire à l'allongement, à la surface des bancs, apparaissent sous forme de pustules serrées de quelques millimètres de diamètre ; c'est le faciès "bois fossile" de Th. Monod (1952).

Les niveaux 28 et 30 sont très régulièrement stratifiés, ce qui donne aux affleurements

un aspect rubané. Ce sont des grès-quartzites et des grès fins à très fins, argileux, micacés, tendres, avec dans certains bancs des Scolithes de petite taille.

Le niveau 32 est très voisin des niveaux 28 et 30 ; il est riche en concrétions ferrugineuses et en figures linéaires de courant ; il est fossilifère dans toutes les coupes décrites.

Les niveaux 29, 31 et 33, peu épais, sont formés de grès-quartzites souvent hétérogranulaires, massifs, à débit en gueuses ou en boules.

. description microscopique

a) Les grès-quartzites fins à très fins CO_{12},27 éch. TA 477, 479 ; CO_{12},28 éch. TA 1807 ; CO_{12},29 éch. TA 1808 ; CO_{12},30 éch. TA 1810 ; CO_{12},31 éch. TA 197 ; CO_{12},32 éch. TA 201 ; CO_{12},33 éch. TA 1833

- texture granulaire en mosaïque.
- le *quartz*, dont la taille moyenne varie de 100 à 200 µ, est subanguleux, plus rarement subarrondi. Le nourrissage est abondant, le contour des grains détritiques est souligné par de fines paillettes d'*illites* ou de *chlorites*, ou par un cerne ferrugineux (éch. TA 1807 et 1833) beaucoup moins net que dans les grès-quartzites mauves de CO_{10}. Dans les grès-quartzites fins, les plus gros quartz, de 350 à 500 µ, sont souvent arrondis et peut-être d'origine éolienne.
- les feldspaths sont rares, parfois totalement absents. Ce sont du *microcline* très peu abondant , des *plagioclases* identifiés seulement dans deux des huits échantillons et surtout des *feldspaths non maclés* très souvent altérés en *illites*, rarement en *kaolinite*, et parfois cernés d'un liséré d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer*.
- les micas, présents dans tous les échantillons, ne sont jamais très abondants ; ce sont des paillettes de *muscovite* et de *biotite* en voie de chloritisation, souvent disposées à plat dans la stratification.
- les *chlorites*, l'*illite* qui provient en grande partie de l'altération des feldspaths, et à un degré moindre la *kaolinite*, sont fréquentes. L'échantillon TA 1810 renferme quelques grains de 100 à 200 µ cryptocristallins verdâtres à brunâtres qui pourraient être de la *glauconie*.
- les échantillons TA 1807 et surtout TA 1808 contiennent de la *barytine* en petites granulations xénomorphes.
- la *tourmaline* verte, le *zircon*, la *monazite* et (ou) le *sphène* (?) sont abondants. Dans certains échantillons, comme TA 479 notamment, les zircons, très beaux et très nombreux, deviennent un minéral caractéristique.
- l'*hématite et la limonite* sont abondantes et s'associent aux minéraux argileux pour former un film intergranulaire ou un véritable ciment dans les mouches millimétriques rouille non quartzifiées. Avec la *magnétite*, rare, elles peuvent également constituer de petites granulations dispersées dans toute la roche.

  Ces grès-quartzites fins à très fins ont les caractères d'un sédiment bien classé et très évolué.

b) Les siltstones à grès-quartzites très fins CO_{12},32 éch. TA 635, 1827, 1829, 1830

- texture granulaire en mosaïque.
- le *quartz* détritique, de la taille des silts et des sables très fins, est très bien classé. Les feldspaths sont plus abondants que dans les grès-quartzites fins à très fins, formant environ 5 % de la roche ; ce sont du *microcline* et des *plagioclases* rares, des *feldspaths non maclés* altérés.
- les *micas* sont nettement plus abondants que dans les grès-quartzites fins à très fins. Dans l'échantillon TA 1827, la *biotite*, plus ou moins décolorée, est, dans certains lits, le minéral essentiel.
- *les minéraux lourds sont très abondants*, *tourmaline* verte, *monazite* (?), *sphène* (?) et surtout *zircon*, tout comme les concrétions d'*hématite* et de *limonite* et, à un degré moindre, de *magnétite*.
- la *barytine* est présente dans deux des quatre lames minces. Enfin les échantillons TA 635 et 1830 montrent des sections de tests de Brachiopodes inarticulés constitués de *phosphate de calcium* brun clair ou foncé et de quartz.

c) Les grès-quartzites fins à moyens CO_{12},31 éch. TA 196, 1812 ; CO_{12},33 éch. TA 187 b

Ils diffèrent des grès-quartzites fins à très fins décrits ci-dessus essentiellement par la granulométrie. Les plus gros *quartz* sont arrondis, parfois subarrondis et probablement, au moins pour une partie d'entre eux, d'origine éolienne. Les *feldspaths* sont pratiquement absents.

Ces grès-quartzites ont les caractères d'un sédiment très bien classé et très évolué.

d) Les grès CO_{12},27 éch. TA 478 ; CO_{12},28 éch. TA 1806 ; CO_{12},31 éch. TA 1814 ; CO_{12},32 éch. TA 199

- texture détritique à grains jointifs ou non, passant dans l'échantillon TA 478 à une texture granulaire en mosaïque.
- le *quartz* est généralement de la taille des sables fins, plus rarement des sables moyens.
- le ciment est constitué d'un mélange d'argiles, *illites* et *chlorites*, et d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer*. Les minéraux argileux dominent dans les échantillons TA 199, 478 et 1814, le fer est prépondérant dans l'échantillon TA 1806.

Dans la lame mince TA 1806 les sections transverses de Scolithes, de 4 à 5 mm de diamètre, se différencient du reste de la roche par leur pauvreté en fer et par la quasi-absence de minéraux micacés, abondants dans le restant de la lame

4) Les grès-quartzites et grès fins, à grands Scolithes et à *Lingulella* et *Tomasina* (?) de Terguent (CO_{13})

. description macroscopique

Ces grès et grès-quartzites sont caractérisés par l'*abondance des Scolithes*, présents dans tous les bancs. Le niveau 34 est constitué de grès-quartzites et plus rarement de grès fins, argileux, micacés, souvent tendres, à cassure et patine rougeâtre, riches en oxydes et hydroxydes de fer qui forment de très nombreuses balles millimétriques. Le niveau 35 est plus dur et plus massif, il est formé de grès-quartzites fins, à patine grise, à grands Scolithes filiformes et à grands Brachiopodes inarticulés de forme triangulaire.

CO_{13} constitue un ensemble bien stratifié qui traduit une sédimentation calme et régulière.

. description microscopique

a) Les grès-quartzites fins à Scolithes CO_{13},34 éch. TA 188, 191, 642 ; CO_{13},35 éch. TA 192 194

- texture granulaire en mosaïque.
- le *quartz* détritique a 150 µ de diamètre moyen. Le nourrissage est important ; les *anciens grains*, subarrondis à subanguleux, *sont griffés*. Au fort grossissement, ces pseudo-stries apparaissent formées par des alignements de très fines inclusions brunâtres souvent groupés en gerbes.
- les *feldspaths* sont très rares, voire totalement absents dans certaines lames.
- les micas, toujours présents, ne sont jamais abondants. Ce sont de la *muscovite* en lamelles très longues, de la *biotite* plus rare, plus ou moins transformée en *chlorobiotites*.
- de très fines paillettes d'*illites* et de *chlorites* soulignent le contour des grains détritiques.

  la *tourmaline* verte est rare, le *zircon* très abondant et probablement associé à de la *monazite*.

  l'*hématite* et la *limonite* forment de petites granulations dispersées dans toute la roche ; elles s'associent également aux *illites* et *chlorites* pour former un film intergranulaire.
- dans l'échantillon TA 642 les sections transverses de Scolithes circulaires ou elliptiques, de 1,5 à 3 mm de diamètre, se distinguent du reste de la roche par l'absence de limonite,

d'hématite et de micas. Ces derniers sont disposés sur le pourtour, tangents à la circonférence, constituant une sorte de manchon autour du Scolithe.

b) Les grès fins à ciment argilo-ferrugineux passant à des grès-quartzites fins CO_{13},34 éch. TA 189, 190 et 1834

- texture détritique à grains jointifs ou non, passant à une texture granulaire en mosaïque. Dans l'échantillon TA 189 on peut observer une alternance de lits de grès-quartzites fins et de lits de grès fins à ciment argileux et ferrugineux.
- les *quartz*, de 120 à 150 µ de diamètre moyen, sont sales, griffés comme dans les grès-quartzites décrits ci-dessus.
- les *micas* sont plus abondants que dans les grès-quartzites.
- le ciment est formé d'*illites* et de *chlorites* qui dérivent en partie de l'altération des lamelles de *biotite*. L'échantillon TA 1834 renferme quelques cristaux de *carbonates*, probablement de la *calcite*.
- les *zircons*, de très grosse taille, sont très nombreux.

c) Les grès hétérogranulaires passant à des grès-quartzites CO_{13},34 éch. TA 639, 641 a et 641 b

- texture détritique jointive ou non, passant à une texture granulaire en mosaïque.
- les plus gros grains de *quartz*, qui atteignent 500 µ de diamètre moyen, sont arrondis ; les *micas* sont peu abondants.
- le ciment, plus ou moins abondant, est constitué d'*illites* en voie de kaolinisation associées à des *oxydes* et *hydroxydes de fer*.
- dans l'échantillon TA 641a, les sections transverses de Scolithes se différencient du grès qui les entoure par un grain nettement plus grossier (250 µ contre 125 µ), l'absence de concrétions ferrugineuses et le caractère propre des quartz qui sont dépourvus de griffures.

5) Caractères pétrographiques généraux du groupe des Plateaux d'Oujeft CO_9-CO_{13}

a) Caractères de la phase détritique

. Nature des clastiques

C'est pratiquement la seule phase qui soit bien représentée dans le groupe des Plateaux d'Oujeft.

La taille des quartz varie des silts aux sables moyens, avec une nette dominante des sables fins. Toutefois le passage de CO_9 à CO_{10} se fait par l'intermédiaire de faciès grossiers à conglomératiques.

Dans CO_{13}, et à un degré moindre dans CO_{10} et CO_{12}, les quartz ont souvent un aspect sale en partie dû à la présence de griffures brunâtres qui, au plus fort grossissement du microscope, apparaissent comme un alignement serré de très fines inclusions. Ces griffures représentent l'intersection par la lame de plans rectilignes ou légèrement courbes où se concentrent les inclusions.

Ces grès et grès-quartzites sont, à de rares exceptions près, très bien classés et très évolués.

Les *feldspaths* ne sont abondants que dans CO_{10} où ils forment en moyenne 10 % de la roche. Dans les quatre autres formations ils sont très rares, parfois absents, alors qu'ils sont abondants dans tout le groupe de la Falaise d'Atar. Dans CO_{10} ils sont caractérisés par une forte altération qui atteint surtout les feldspaths non maclés. Ceux-ci, de loin les plus nombreux, sont partiellement transformés en un mélange cryptocristallin d'*illites* et de *kaolinite* gris sale à

aspect floconneux.

Les phyllites sont très rares ou absentes dans CO_9 et CO_{11} ; elles sont présentes, mais rarement abondantes, dans CO_{10}, CO_{12} et CO_{13}. Ce sont de la *muscovite*, en grandes lamelles dans CO_{13}, niveau 34, et de la *biotite* en voie de chloritisation.

Les minéraux lourds sont très abondants dans CO_{11}, CO_{12} et CO_{13}. Certains faciès de CO_{12} et CO_{13} sont caractérisés par la grande abondance des *zircons* qui atteignent de grande dimensions et paraissent associés à de la *monazite* et du *sphène* (?). La *tourmaline* verte est présente dans tous les niveaux du groupe des Plateaux d'Oujeft.

. Morphoscopie

Les quartz, de la taille des sables fins, sont généralement subanguleux plus rarement subarrondis. Dans les faciès plus grossiers, notamment à la base de CO_{10}, les plus gros grains sont arrondis et probablement d'origine éolienne.

b) Caractères de la phase argileuse

L'*illite* est le minéral argileux prépondérant ; elle montre souvent un début de kaolinisation. Associée à des *chlorites* et aux *oxydes* et aux *hydroxydes de fer*, elle forme le ciment des grès et, dans les grès-quartzites, un film intergranulaire qui souligne le contour des grains détritiques.

Quatre échantillons de grès argileux ont été analysés aux R.X (tableau d'analyses aux R.X I). Si l'on excepte l'échantillon 224 qui représente probablement une altération récente d'une intercalation de grès feldspathique dans CO_9, peut-être liée à la nappe de la Batha de Chinguetti, l'illite reste le minéral dominant de la phase argileuse du groupe des Plateaux. Elle est associée à la *montmorillonite* que nous avions déjà notée dans le groupe de Bthaat Ergil (CO_1) et à un peu de *chlorite*.

Les argiles sont irrégulièrement réparties dans le groupe des Plateaux d'Oujeft ; elles sont très rares dans CO_9 et CO_{11} et relativement abondantes dans CO_{10}, CO_{12},28, 30 et 32 et CO_{13},34. Le pourcentage d'argile reste cependant toujours faible.

c) Caractères de la phase chimique

Elle est très peu importante. Quelques cristaux de *carbonates* ont été identifiés dans un échantillon de CO_{13}.. CO_{12} renferme un peu de *barytine*.

Le fer, sous forme d'*hématite*, de *limonite* et plus rarement de *magnétite*, est relativement abondant dans CO_{10}, CO_{12} et CO_{13}. Dans CO_{10} l'hématite auréole la plupart des grains de quartz et est responsable de la couleur mauve de ces grès-quartzites. Dans CO_{12} et CO_{13} l'hématite et la limonite forment de petites granulations dispersées dans toute la roche et, associées aux argiles, le ciment de certains grès. La magnétite est rare.

d) Caractères de la phase organique

Dans CO_{12}, niveau 32 et CO_{13}, niveau 35, les Brachiopodes inarticulés contribuent pour une faible part à la sédimentation. Dans le niveau 32 les tests de *Westonia chudeaui* Legrand, en collophane brunâtre ou ocre et en quartz limpide, peuvent constituer à eux seuls de minces lits lumachelliques.

L'abondance des Scolithes dans CO_{12}, et surtout CO_{13}, indique que les Annélides ont joué un rôle important dans la sédimentation du sommet du groupe des Plateaux. Tout comme pour les Stromatolites de la série 1, les Annélides ne sont connus que par les édifices qu'ils construisaient, des terriers verticaux (Scolithes) de quelques centimètres, plus rarement quelques décimètres de longueur ; aucun reste organique lié à ces terriers n'a été retrouvé.

III - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

Les grès des Plateaux d'Oujeft renferment les premiers fossiles de la série sédimentaire de l'Adrar pouvant avoir un intérêt stratigraphique. Ce sont deux faunules de Brachiopodes inarticulés situées dans les niveaux CO_{12},32 et CO_{13},35.

1) La faunule de Brachiopodes inarticulés de CO_{12},32

La faunule de CO_{12},32 a été découverte dès 1911 par R. CHUDEAU dans les falaises de Dakhlé Kelchi (Sud de la feuille au 200.000e Chinguetti) ; elle a été par la suite retrouvée par Th. Monod (1952) à Aoutouat (Nord de la feuille au 200.000e Faraoun ; lat. N 19° 56', long. W 12° 19'), dans les Oueds Nbeika (coin NW de la feuille Faraoun) et Tin Fel (1/4 NE de la feuille Legleitat où cet oued est appelé Deïker). Il s'agirait, toujours selon Th. Monod (1952), de *Lingulella* ou d'*Obolus*.

Un second lot de Brachiopodes inarticulés récolté en 1961 par ce même auteur, dans la région de Glat el Bil et d'Hanouk, a été soumis au Dr. A.J. Rowell de Nottingham dont les conclusions sont les suivantes (*in* Th. Monod, 1962, p. 34) : "the species is externally similar to Walcott's *Westonia rogersi*, which is a Lower Ordovician species. I do not think it is this species as it differs in details of ornament and has not got the low visual platform of the American species. All I would care to say for certain is *Lingulella* (s.e.) sp. - Age Lower Cambrian - Middle Ordovician, probably Middle Cambrian - Lower Ordovician".

L'étude de ces *Lingulella* a été reprise par Ph. Legrand (1967 et 1969) à partir d'échantillons récoltés dans la coupe 52 B de Terguent (échantillons J.S. 4803 et 191), dans la coupe 48 D de l'Oued Touerga et de la Garat Tensourat (échantillon TA 1973) et dans la falaise de Dakhlé Kelchi (échantillon 554) ; nous reproduirons ici, en les résumant, les conclusions de cet auteur. Les Brachiopodes inarticulés des grès argilo-micacés et des grès-quartzites micacés de CO_{12},32 sont des *Westonia chudeaui* Legrand. L'holotype est une valve pédonculaire de l'échantillon 191 récolté dans la coupe 52 B de Terguent.

description et définition (pl. photo. XVIII C et Ph. Legrand, 1969, fig. 2 et 3, pl. photo.)

La coquille, de petite taille, à valves faiblement à moyennement convexes, est ovalo-triangulaire. L'ornementation consiste en stries obliques par rapport aux stries d'accroissement dont certaines sont parfois plus accentuées ; ces lignes obliques sont ondulées sur les flancs de la coquille, puis dessinent des chevrons plus ou moins réguliers dans la partie médiane.

Le test est chitino-phosphaté, épais en moyenne de 0,14 mm et souvent épigénisé, au moins partiellement, par des oxydes de fer. Il est constitué de plusieurs couches successives et l'ornementation oblique ne semble discernable que sur les couches les plus externes qui sont en même temps les plus fines.

La valve pédonculaire a un bord frontal convexe qui se raccorde en une courbe régulière

aux bords latéraux faiblement convexes, obliques vers le sommet, le rapport L/l varie de 1,11 à 1,50 et le rapport L/d de 1,67 à 3,0. L'aréa, peu développée, à sillons pédonculaires courts et profonds séparant deux proparéas normales, est bordée de deux zones externes striées. La zone viscérale est approximativement triangulaire (Ph. Legrand, 1969, fig. 2 et 3).

La valve brachiale montre un bord frontal convexe qui se raccorde par une courbe régulière aux bords latéraux eux-mêmes convexes qui convergent vers l'arrière ; le rapport L/l varie de 1,06 à 1,25 et le rapport L/d de 1,60 à 2,87. On note la présence d'une légère crête médiane ; les cavités d'insertion des muscles centraux et des muscles antérieurs latéraux sont bien visibles mais peu marquées.

Répartition du genre *Westonia* Walcott

Ce genre, à travers la littérature, apparaît assez mal connu. Dans l'état actuel de nos connaissances, il peut se définir de la façon suivante : Lingulellinae de forme approximativement ovale, à valves de faible convexité et dont l'ornementation caractéristique consiste en des stries de croissance concentriques que recoupent des lignes transverses irrégulières plus ou moins en zigzag, en particulier dans la partie moyenne de la coquille. Ce genre est connu en Amérique du Nord, en Asie et en Europe.

a) Amérique du Nord

Selon Ch. D. Walcott (1912), le genre *Westonia* s'étendrait du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen. Cependant E.O. Ulrich et G.A. Cooper (1938) jugent douteuses les références concernant les espèces du Cambrien moyen et de l'Ordovicien moyen. Il semble bien qu'au-dessus de la base de l'Ordovicien le genre *Westonia* devient rare et est caractérisé par une ornementation particulière différente de celle de l'espèce type.

b) Europe

En Bohème l'espèce *Westonia* (?) *lamellosa* Barrande est datée du Trémadocien.

En Norvège et Finlande l'espèce *Westonia finlandensis* Walcott est rapportée au Cambrien moyen.

En conclusion le genre *Westonia* semble exister du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen, avec un premier maximum du Cambrien supérieur à la base de l'Ordovicien, et un second, qui demanderait confirmation, au Cambrien moyen. *Westonia chudeaui* Legrand présente de nettes affinités avec les espèces du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur et notamment avec *W. stoneanus* Whitfield et *W. iphis* Walcott du Cambrien supérieur des Etats-Unis. En se basant sur ces affinités, il semble qu'on puisse lui attribuer un âge cambrien supérieur ou ordovicien inférieur, ce qui rejoint approximativement les conclusions de A.J. Rowell (*in* Th. Monod, 1962).

3) La faunule de Brachiopodes inarticulés de $CO_{13,35}$

Ces Brachiopodes inarticulés, triangulaires (pl. photo. XVIII D), de grande taille, associés à des Lamellibranches, ont été signalés pour la première fois dans la région d'Hanouk par Th. Monod (1962). A notre connaissance ils n'ont jamais été déterminés.

La faunule étudiée par Ph. Legrand (1967) provient de la coupe 52 D de Terguent située à proximité d'Hanouk. Cependant ce niveau fossilifère a été retrouvé en plusieurs points de l'Adrar

notamment au Guelb Njakane (lat. N 19° 47' 30", long. W 12° 21' 30") et dans l'Oued Bou Abboun (lat. N 19° 28', long. W 12° 47' 30").

Les grès-quartzites à grands Scolithes de CO_{13},35 renfermeraient à Terguent, selon Ph. Legrand (1967), *Lingulella* (?) *pseudocrumena* Oehlert, *Lingulella* sp. C. et *Tomasina* (?) sp.

a) Lingulella (?) pseudocrumena Oehlert

Le genre *Lingulella* se caractérise par une forme générale oblongue à sub-triangulaire, longue de 2 à 2,5 cm et large en moyenne de 1,5 cm. La valve pédonculaire est subacuminée ; la valve brachiale plus arrondie dans la région apicale. La coquille, mince, est ornée de fines stries concentriques de croissance ; de fines stries radiaires s'observent sur les couches internes. D'après A.J. Rowell (1965) le genre *Lingulella* serait connu du Cambrien inférieur à l'Ordovicien moyen et monterait peut-être dans l'Ordovicien terminal.

Les quelques individus récoltés dans la coupe 52 D de Terguent (éch. TA 193) sont semblables aux *Lingulella* du Massif armoricain décrits par Ch. Barrois et P. Pruvost (1931) sous le nom de *Glossina crumena* Phillips. Cette espèce caractérise les psammites de Sillé (Maine) qui sont datés de la limite Cambrien supérieur - Trémadocien.

Au Sahara algérien l'espèce existe vraisemblablement dans "les couches à Lingules" du Bled el Mass datées du Trémadocien inférieur (S. Beuf, B. Biju-Duval, A. Mauvier et Ph. Legrand, 1968).

b) Lingulella sp. C.

Les specimens récoltés à Terguent sont identiques à ceux trouvés récemment dans les chaînes d'Ougarta au sommet des quartzites d'Aïn en Nechea. Ils peuvent être également rapprochés, bien que la ressemblance soit moins nette, des faunes du forage Okj 20 de la région de l'Oued Mya (Ph. Legrand, 1966) et décrits comme *Lingulella* aff. *mehaigueni* (Ph. Legrand, 1967).

Dans les chaînes d'Ougarta ces formes se placent à la base de la transgression ordovicienne, mais nettement au-dessous (15 à 20 m) du niveau à *Dictyonema flabelliforme* aff. *flabelliforme* (Ph. LEgrand, 1966) ; elles peuvent donc être vraisemblablement rattachées au Cambrien terminal.

Dans le forage de l'Oued el Mya, *Lingulella* aff. *mehaigueni* est associée à *Lingulepsis acuminata* Conrad et donc à rapporter plus franchement au Cambrien terminal.

c) Tomasina (?) sp.

Cette détermination ne repose que sur une seule empreinte incomplète, mais remarquable par sa région apicale très faiblement convexe.

Le genre *Tomasina* est connu dans le Massif armoricain où il est associé, dans les psammites de Sillé, à *Lingulella pseudocrumena* Oehlert ; il y est daté de la limite Cambrien - Ordovicien.

La faune des grès-quartzites à Scolithes de CO_{13},35, qui renferme *Lingulella* (?) *pseudocrumena*, *L.* sp. C. et *Tomasina* (?) sp. caractériserait en Adrar la limite Cambrien - Ordovicien. Nous verrons, dans le chapitre consacré aux corrélations, que cet âge semble confirmé par les comparaisons que l'on peut faire avec la série stratigraphique du Zemmour (J. Sougy, 1961 et J. Destombes, J. Sougy et S. Willefert, 1969).

3) Les Scolithes

Les Scolithes, encore appelés Tigillites, sont abondants dans CO_{12} et surtout dans CO_{13}. Ce sont des tubulures verticales, parfois inclinées, de 2 à 5 mm de diamètre, pouvant dépasser 25 cm de long (niveau 35) et qui représentent très probablement d'anciens terriers de vers. Pour décrire ces structures un grand nombre de nom d'espèces a été créé. Les Scolithes de l'Adrar, comme ceux du Zemmour (J. Sougy, 1961, p. 184), sont à rapprocher de *Scolithus linearis* Haldeman (1840).

L'étude de sections transverses de Scolithes, en lame mince, montre que le remplissage du tube diffère du restant de la roche, soit par sa granulométrie nettement plus grossière (éch. 641 a), soit par l'absence ou du moins la pauvreté en granulations ferrugineuses, amas argileux et micas détritiques (éch. TA 642 et 1806).

Les Scolithes ne présentent pas un grand intérêt chrono-stratigraphique. C'est ainsi qu'en Adrar on les retrouve jusque dans le Dévonien. Cependant il semble que, partout dans le monde, ce soit au Cambrien et plus particulièrement au Cambrien inférieur qu'ils connaissent leur plus grand développement.

Par contre les Scolithes fournissent d'excellentes indications sur le milieu de sédimentation. Ils caractérisent des sédiments de mers peu profondes, épicontinentales. Dans le CO_{13} de l'Adrar, ils sont associés à une série détritique fine, bien classée, très évoluée, monotone, *très régulièrement stratifiée*.

IV - DONNEES STRUCTURALES

Les grès-quartzites de CO_9 sont, dans toute la zone étudiée, très fortement diaclasés, ce qui contribue à leur donner une allure ruiniforme. L'orientation de ces diaclases a été étudiée à Foucht, dans les Ibis et sur le plateau de Chinguetti dans le cours supérieur de l'Oued Agmomaj (lat. N 20° 47' ; long. W 12° 12'). Elles ont été supposées verticales et leurs directions directement mesurées sur les photographies aériennes au 50.000e (fig. 144).

A Foucht, on distingue nettement deux familles de diaclases. La première, orientée en moyenne N 165°, est en gros perpendiculaire à la direction des couches ; elle est très souvent suivie par les oueds et apparaît sous forme d'entailles nettes. La seconde, orientée en moyenne N 45° à 50°, apparaît sur les photographies aériennes sous la forme de très fines stries. Les deux directions font un angle de 120°.

Dans le cours supérieur de l'Oued Agmomaj, les diaclases sont moins nettes. Cependant de bonnes indications sont données par le réseau hydrographique, et notamment les petits oueds du cours supérieur qui suivent très souvent les principales diaclases, ce qui explique leur tracé irrégulier avec de brusques coudes anguleux. La direction N 10 à 15° est largement dominante.

Si l'on compare le diagramme de Foucht (fig. 144 A) avec celui des failles du socle de l'Amsaga (p. 72), on remarque que la seconde famille de diaclases de CO_9 correspond exactement à la principale direction de faille (N 45°) de la série de l'Amsaga ; par contre la famille N 165, très nette dans CO_9, est à peine esquissée dans le socle. D'autre part si l'on compare entre eux les diagrammes de Foucht et de l'Oued Agmomaj, on est surpris par la variabilité des directions de diaclases.

Ces diaclases, nettes dans CO_9, ne se retrouvent ni dans CO_{10}, ni dans CO_{12} et CO_{13} ; quant à CO_{11}, il affleure sur une trop faible surface pour que l'on puisse se prononcer.

Les filons de dolérite sont relativement abondants dans les grès des Plateaux : filon de Farès qui se développe au NNE de la palmeraie du même nom, filon d'Oujeft qui passe dans la ville au droit de la résidence, d'Askangil entre les Oued el Abiod et Touerga et de Tirouraten au NNE de la palmeraie d'Iriji Abdaoua. Ils sont orientés N 20 à 25°. Plus tendres que les épontes gréseuses, ils forment d'étroits ravins encaissés, rectilignes, au profil en U, profonds de 5 à 10 m, où la dolérite n'affleure que sporadiquement, masquée par les éboulis. En bordure des filons, les épontes gréseuses sont diaclasées et se débitent en petits parallélépipèdes (filon d'Askangil) ou bien sont rebroussées comme à Tirouraten (R. Trompette, 1968).

V - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

1) La série stratigraphique et les conditions de sédimentation

La base du groupe des Plateaux d'Oujeft est concordante sur le groupe de la Falaise d'Atar ; elle marque le début d'une sédimentation franchement détritique. Le sommet correspond à la discordance de ravinement fini-ordovicienne d'origine probablement glaciaire en Adrar. Le groupe des Plateaux a été subdivisé en 5 formations correspondant, *grosso modo*, aux subdivisions de Th. Monod (1962). Les deux formations supérieures ont été subdivisées à leur tour en respectivement 7 et 2 niveaux (tabl. XXXII).

a) CO_9

C'est un sédiment fin, très bien classé et très évolué. Dans les faciès moyens ou grossiers, les plus gros quartz, arrondis, sont probablement d'origine éolienne. Les stratifications obliques, décimétriques ou parfois métriques, à feuillets plan, sont caractéristiques de dépôts dans l'eau.

Les poches d'argiles kaoliniques de Chinguetti, exploitées pour la fabrication des briques en banco, constituent de véritables intercalations dans CO_9 comme le souligne Th. Monod (1952, p. 117-118 et fig. 31) et non des remplissages secondaires. Le kaolin semble dériver de l'altération des feldspaths particulièrement abondants dans les grès et grès-quartzites de CO_9 situés au mur et au toit de l'intercalation argileuse.

La genèse de la kaolinite requiert une altération poussée sous climat chaud et humide. Les grès-quartzites de Chinguetti ne paraissent pas s'être déposés sous un tel climat. La formation des argiles kaoliniques de Chinguetti est probablement un phénomène récent, peut-être contemporain des dépôts gréso-argileux du Continental Terminal dont il reste quelques lambeaux en Adrar, non loin de Chinguetti (Ableïrat, Oued Tunoïsen). Il semble qu'en Adrar les climats du Quaternaire, qui selon A. Ruellan (1968) sont à rapprocher des climats méditerranéens arides, aient été incapables de provoquer de telles altérations.

Une seconde hypothèse consiste à y voir une altération en relation avec le sous écoulement de la Batha de Chinguetti dont le lit mineur est distant des carrières de banco de seulement quelques centaines de mètres.

b) CO_{10}

C'est un sédiment fin, bien classé, moins évolué que CO_9, caractérisé par l'abondance des feldspaths (10 % et davantage) qui sont toujours très altérés et partiellement transformés en un

SERIE 2 SOMMET DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR ET CAMBRO-ORDOVICIEN	GROUPE DES PLATEAUX D'OUJEFT (720 m environ)	Nomenclature* Th. Monod (1952)	ORDOVICIEN SUPERIEUR (?) ET SILURIEN				Epaisseurs (en mètres)	
			DISCORDANCE DE RAVINEMENT ; GLACIATION					
		Grès de Zli O_3 b	Grès-quartzites et grès fins à Scolithes et à *Lingulella pseudocrumena* Oehlert et *Tomasina* (?) de Terguent CO_{13}	limite Cambrien-Ordovicien	35	grès-quartzite fin, dur, lité, à grands Scolithes et à *Lingulella pseudocrumena* Oehlert et *Tomasina* (?).	111	215
					34	grès-quartzite et grès fin, argileux, micacés, rougeâtres, tendres, à Scolithes.	104	
		O_3 a	Grès-quartzites et grès fins à très fins argileux, micacés, à Scolithes et à *Westonia chudeaui* Legrand de Foum Nbeika CO_{12}		33	grès-quartzite fin.	5	190
					32	siltstone, grès et grès-quartzite très fins, argileux, micacés, à *Westonia chudeaui* Legrand.	51	
					31	grès-quartzite hétérogranulaire à passées conglomératiques.	5	
					30	grès et grès-quartzite fins à très fins, argileux, micacés, mauves, à bancs de Scolithes.	66	
					29	grès-quartzite très fin.	2	
					28	grès et grès-quartzite fins à très fins, argileux, micacés, mauves, bien stratifiés, à bancs de Scolithes	41	
					27	grès-quartzite fin, micacé, rougeâtre, à grands Scolithes et à intercalations de grès-quartzite fin dur.	20 env.	
			TRANSGRESSION					
		Grès d'Oujeft O_2 O_2 b	Grès-quartzites, fins, blancs, à stratifications obliques de l'Oued Touerga. CO_{11}		26			20 à 30
		O_2 a	Grès-quartzites, fins, feldspathiques, mauves, à stratifications obliques d'Oujeft. CO_{10}		25			200 env.
		Grès de Chinguetti O_1	Grès-quartzites fins de Chinguetti. CO_9		24			90
			CONCORDANCE ; LIMITE LITHOLOGIQUE					
			GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR					

Tableau XXXII : La série stratigraphique du groupe des Plateaux d'Oujeft, CO_9-CO_{13}, en Adrar de Mauritanie.

* Les subdivisions de O_3 proposées par Th. Monod (1962) n'ont pas été reportées.

mélange d'illites et de kaolinite.

Le quartz, subanguleux, plus rarement subarrondi, est recouvert en partie ou en totalité par une très fine pellicule d'hématite responsable de la coloration mauve intense de ces grès-quartzites. En réalité, selon N.M. Strakhov (1958, p. 55), la coloration violette des roches sédimentaires serait liée à un rapport déterminé entre les pourcentages en oxydes de fer et de manganèse.

Les stratifications obliques sont très abondantes et caractérisent cette formation ; elles sont parfois disposées en gouttières métriques. Les stratifications obliques déversées sont plus rares. Stratifications obliques et gouttières indiquent un courant dirigé du SE vers le NW. Dans les buttes de l'Oued Touerga, le sens de déversement des quelques stratifications obliques déversées étudiées semble indiquer un substratum penté vers le SE. Si ces observations fragmentaires se trouvaient confirmées, il faudrait en conclure que, dans cette zone, le courant est opposé à la pente du bassin.

G. Millot, J. Perriaux et J. Lucas (1961) et G. Millot (1964) ont discuté de la signification des séries rouges et notamment de leur signification paléoclimatique. L'essentiel de leurs conclusions ainsi que celles de F.B. Van Houten (1964) ont été résumées à propos de l'étude du I_2 (p. 78). Nous reviendrons rapidement sur les résultats concernant plus particulièrement les séries *détritiques* rouges.

Ces séries, souvent épaisses et étendues, sont issues du remaniement et de l'épandage de manteaux d'altération rubéfiés caractéristiques des climats chauds à saisons alternées. La couleur rouge (pigment d'hématite) est allochtone et apportée avec les sédiments (G. Millot, 1964, p. 188). Ces séries détritiques rouges proviennent de la destruction de chaînes de montagne sous un climat où alternent périodes sèches et humides.

Par certains côtés (abondance des feldspaths, pigmentation d'hématite sur les quartz, abondance des stratifications obliques), CO_{10} est proche des grès rouges du Permo-Trias des Vosges étudiés par J. Perriaux (1961).

En conclusion les grès-quartzites fins, feldspathiques, mauves, à stratifications obliques d'Oujeft doivent être considérés comme un vaste épandage, probablement continental, issu du démantèlement de reliefs situés très loin au SE de l'Adrar et soumis à un climat chaud à saisons alternativement sèches et humides.

c) CO_{11}

C'est un sédiment très bien classé, très évolué, voisin de CO_9. Les stratifications obliques à feuillets plans sont nombreuses et indiquent une orientation de courant identique à celle de CO_{10}.

d) CO_{12}

C'est un sédiment *marin* (Scolithes, faunule de Brachiopodes inarticulés), fin à très fin, bien classé, mais moins évolué que CO_{11}. Les détritiques sont subanguleux à subarrondis, arrondis et probablement d'origine éolienne dans les rares faciès grossiers. Les minéraux lourds sont très abondants, zircon, monazite ; on note la présence de barytine qui joue le rôle de ciment dans certains grès.

La sédimentation est régulière et tranquille, les bancs, décimétriques, se suivent sur de

grande distance, donnant aux affleurements de CO_{12} une allure rubanée.

e) CO_{13}

Caractérisé par l'abondance des Scolithes, cet ensemble détritique *marin* est très voisin du précédent. Il est plus évolué au sommet (niveau 35) qu'à la base.

Pétrographiquement ces grès-quartzites à Scolithes sont caractérisés par l'abondance des quartz sales, "griffés", qui se retrouvent, mais en moins grand nombre, dans CO_{10} et CO_{12}. Les griffures apparaissent, au fort grossissement du microscope comme constituées par des alignements de fines inclusions (diamètre 1 à quelques microns) brunâtres ou verdâtres qui sont probablement des oxydes et hydroxydes de fer ou des particules argileuses (?). Elles ont un tracé rectiligne ou très faiblement courbe et s'associent souvent pour former des faisceaux ou des gerbes ; elles correspondent à l'intersection de plans grossièrement parallèles, riches en inclusions.

La signification de ces quartz griffés reste énigmatique. Ils ne caractérisent pas les grès des Plateaux d'Oujeft, puisqu'on en connaît dans la série 1 et, comme nous le verrons plus loin, dans les formations glaciaires d'Abteilli (OS ou O_4 de Th. Monod, 1952) qui constituent la partie inférieure de la série 3. En se basant sur le fait que ces quartz griffés sont abondants dans OS, certains géologues ont voulu y voir un faciès caractéristique du glaciaire. Ceci paraît peu vraisemblable et il semble que dans OS ces quartz sont *hérités* du substratum érodé par le glacier.

Pour notre part, en nous basant entre autre sur le fait que ces quartz griffés sont abondants dans CO_{12}, nous proposons une toute autre hypothèse de travail. Les griffures pourraient être l'indice d'une altération ménagée sous climat assez humide plus ou moins chaud. De très rares quartz griffés ont été identifiés dans 2 échantillons de Continental Terminal prélevés dans la région de Thiès (50 km à l'Est de Dakar) et dans 1 échantillon de sol ferrallitique de Casamance (Sud du Sénégal). Dans ces 3 échantillons l'altération est très intense et le phénomène principal est la *carie* des quartz. Une altération plus ménagée des quartz entraînerait peut-être l'apparition de plan de moindre résistance où des particules ferrugineuses et argileuses (?) pourraient venir se loger. D'autre part le long transport qu'ont subi tous les matériaux qui constituent les grès de CO_9-CO_{13} joue peut-être aussi un rôle dans la genèse de ces "faciès griffés".

f) Conclusions

A la suite de cette brève étude sédimentologique, il semble que l'on puisse subdiviser le groupe des Plateaux d'Oujeft en deux ensembles :

- à la base, l'ensemble CO_9-CO_{11} en partie *continental* (CO_{10}) et peut-être en totalité. Ces formations détritiques représenteraient de grandes nappes d'épandage mise en place par un réseau fluviatile dense. Les sédiments proviennent de reliefs situés loin au SE de l'Adrar. CO_{10} possède les caractéristiques des séries glyptogéniques rouges provenant du démantèlement des chaînes calédoniennes (Vieux grès rouges) et hercyniennes (Nouveaux grès rouges). L'absence de faune dans cet ensemble pourrait alors s'expliquer par son caractère continental.
- au sommet, un ensemble à Scolithes et à rares Brachiopodes inarticulés *qui marque un retour à une sédimentation marine de type épicontinental*. Les relations entre ces deux ensembles n'ont pu être étudiées de façon détaillée en Adrar où les coupes sont trop peu nombreuses ; cependant on retiendra l'hypothèse d'une possible transgression de la mer à Scolithes (CO_{12}

et CO_{13}).

Du point de vue morphoscopique nos observations s'écartent sensiblement de celles de Th. Monod et A. Cailleux (1949 [1945]) pour qui les grès inférieurs (équivalent des grès des Plateaux d'Oujeft et du OS ou O_4 de Th. Monod, 1952) sont composés d'environ 70 % de grains éolisés. Notre étude pétrographique montre, au contraire, que dans CO_{11}, CO_{12} et CO_{13} notamment, les grains sub-anguleux à subarrondis prédominent.

L'origine des matériaux, notamment pour les dépôts continentaux de CO_{10} et 11, est à rechercher dans des massifs situés au SE de l'Adrar, relativement loin, peut-être sur l'actuelle dorsale de socle dite de Léo qui s'étend de la Côte d'Ivoire à la Haute-Volta ou dans la chaîne dahomeyenne et son prolongement à l'extrémité est du Gourma (Boucle du Niger) qui, selon R. Reichelt (1966), aurait été plissé et métamorphisé vers 600 MA. Une telle origine suppose un très long transport, supérieur à 1.000 km.

2) Corrélations avec les régions voisines

Ces corrélations sont difficiles. En effet la discordance de ravinement "fini-ordovicienne" n'a été identifiée que récemment et en de rares points du bassin de Taoudeni. Il en résulte que, dans la plupart des séries stratigraphiques proposées par les auteurs, les grès-quartzites et grès qui remblaient cette discordance de ravinement (O_4 en Adrar, dans la nomenclature Th. Monod, 1952) ne sont pas séparés des grès "cambro-ordoviciens" situés *sous* la discordance (groupe des Plateaux d'Oujeft).

a) Le Taganet (ou Tagant) occidental

Dans la région de Mejeria (ou Moudjeria) O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969) distinguent, de bas en haut, au-dessus des grès fins et très fins et des shales rougeâtres parallélisés avec le sommet du groupe de la Falaise d'Atar :

- *les grès de Mejeria* O_{2a}, faciès équivalent du CO_{10} de l'Adrar, épais d'au moins 125 m à Mejeria. Ce sont des grès et grès-quartzites mauves ou lie de vin, fins à moyens, feldspathiques, lités, à passées riches en pastilles argileuses, et avec une grande abondance des stratifications obliques, voire obliques déversées qui indiquent une direction générale des courants vers le Nord et le NNW. Les grès-quartzites de Chinguetti semblent manquer.
- *les grès-quartzites du couronnement de la falaise de Mejeria* O_{2b}, équivalent de CO_{11} et épais de 55 m à Mejeria. Ce sont des grès-quartzites blancs, fins à moyens, bien lités, en bancs métriques, caractérisés par de nombreuses stratifications obliques indiquant une direction générale des courants identique à celle de O_{2a}.
- *les grès et grès-quartzites à Scolithes* O_3, épais de 0 à 120 m au moins. Ce sont des grès et grès-quartzites fins à moyens, lités, à stratifications obliques, avec des passées de grès à Scolithes. Cette formation détritique évoque les faciès de la même époque, décrits au Sahara central sous le nom de "faciès de transition entre dépôts fluviatiles et marins" (S. Beuf *et al.*, 1971). Cet ensemble est à paralléliser *globalement* avec le CO_{12} et peut-être la base du CO_{13} (niveau 34) de l'Adrar ; cependant le niveau à *Westonia chudeaui* Legrand n'y a pas été retrouvé.

Les faciès du groupe des Plateaux d'Oujeft sont donc, au Taganet, très voisins de ceux de

l'Adrar, à l'exception de CO_9 qui manque dans la région de Mejeria. Nos observations faites au Sud de la feuille Faraoun, dans les chaînons de Khneïfissat et de Nouezzine, laissaient d'ailleurs pressentir la disparition, ou du moins l'amincissement, des grès-quartzites de Chinguetti, CO_9.

b) L'Assaba et le Taganet oriental

Les corrélations avec cette zone située au Sud et à l'Est de la région de Mejeria sont plus délicates. C. Bense (1964 [1961]) distingue de bas en haut :

- une centaine de mètres de grès mauves, feldspathiques, ferrugineux, tendres, à pastilles d'argile, de shales mauves micacés et de grès à Scolithes.
- 75 m environ de grès-quartzites moyens.

A première vue les corrélations avec le Taganet occidental paraissent aisées. Les grès mauves à passées à Scolithes représenteraient l'ensemble O_{2a}, O_{2b} et O_3 dont l'épaisseur aurait été considérablement réduite. Les grès-quartzites supérieurs seraient à rattacher à la série 3 et la discordance de ravinement "fini-ordovicienne" serait à rechercher à la base de ces grès-quartzites.

Si l'on y regarde de plus près et si l'on dépouille les coupes décrites, on constate que les grès à Scolithes n'ont été identifiés que dans 3 coupes. Au Tarf Bou Batha (long. W 11° 55' ; lat. N 16° 56') où ils affleurent sur 3 m, au Gleib Srafr (long. W 11° 19' ; lat. N 17° 24') où ils n'ont pas été vus en place, et enfin au Tarf Mamallé (long. W 11° 22' ; lat. N 17° 29') où ils affleurent sur 0,5 m. Il ne s'agit donc pas d'une véritable formation de grès à Scolithes comparable à CO_{12} et CO_{13} de l'Adrar. D'autre part on remarquera que les trois coupes citées sont situées au Taganet oriental ou à l'extrémité septentrionale de l'Assaba ; toutes les autres coupes de l'Assaba sont dépourvues de grès à Scolithes.

Ces remarques nous conduisent à distinguer, à titre d'hypothèse, deux zones, le Taganet oriental et l'extrémité septentrionale de l'Assaba d'une part et le reste du massif de l'Assaba d'autre part. Les frontières entre ces deux domaines se situeraient un peu au Sud de la passe de Diouk.

Au Taganet oriental la série stratigraphique serait voisine de celle de la région de Mejeria, grès mauves feldspathiques de O_{2a}, grès-quartzites de O_{2b} et grès à Scolithes de O_3 peu épais, probablement réduits à leur base ; les grès-quartzites du sommet feraient partie de la série 3. Une seconde solution consiste à imaginer que les grès à Scolithes ne sont qu'une mince intercalation au milieu des grès feldspathiques mauves, et par conséquent que CO_{12} et CO_{13} sont absents. Cette hypothèse s'accorde mal avec ce que l'on sait des grès de Mejeria (O_{2a}) qui, en Adrar (CO_{10}), forment une série *continentale* homogène, et donc sans intercalations à Scolithes.

Par contre dans l'Assaba, les grès-quartzites du sommet de la falaise seraient seulement l'équivalent du O_{2b} de Mejeria et les grès mauves feldspathiques sous-jacents l'équivalent du O_{2a}. *La coupe de la falaise de l'Assaba serait en tout point identique à celle de la falaise qui domine la ville de Mejeria* ; c'est du moins l'impression que l'on a lorsqu'on longe la falaise en partant de Mejeria et en se dirigeant vers le Sud.

c) Le Hodh

La falaise du Hodh prolonge vers l'Est le Taganet oriental. Elle a été étudiée en 1954 et

1955 par J. Marchand. La série stratigraphique y est encore mal connue et les corrélations sont très délicates. Des observations inédites, faites en 1970 en compagnie de M. Deynoux, montrent que la partie inférieure des grès du Dhar (J. Marchand, 1954) est uniquement constituée de grès-quartzites feldspathiques, rouges, à stratifications obliques, à cachet continental, qui sont identiques à ceux de Mejeria au Tagant et au CO_{10} du groupe des Plateaux d'Oujeft en Adrar. Les courants qui ont mis en place ces grès, étaient, en général, orientés du S ou du SSE vers le N ou le NNW.

On aurait ainsi, dans le Hodh, lacune ou érosion des grès à Scolithes CO_{12-13}.

d) Le Hœnk

Au-dessus de la série du Kreb en Naga, que nous avons parallélisée avec le sommet du groupe de la Falaise d'Atar (p.353), J.R. Villemur (1967) décrit un ensemble gréseux, les grès de l'Erg Chech, épais d'au moins 400 m. Ce sont des grès fins à grossiers, parfois conglomératiques, à stratifications obliques, constituant un relief de collines chaotiques, ruiniformes, sans falaises continues. Ils se distinguent des grès du Kreb en Naga par plusieurs caractères :

- granulométrie plus grossière
- rareté des faciès argileux
- fréquence de la glauconie
- absence d'éléments instables du type pyroxènes, amphiboles, débris de roche volcanique
- intercalations de grès à Scolithes.

L'évolution latérale des faciès indique que les éléments détritiques qui constituent ces grès proviennent de l'Est.

Pour J.R. Villemur les grès de l'Erg Chech sont l'équivalent des grès ordoviciens de l'Adrar, tels qu'ils ont été définis par Th. Monod (1952).

Cette corrélation est infirmée par les résultats d'une courte mission faite récemment, dans la région de Mejahouda (J. Marchand, R. Trompette et J. Sougy, 1972). Les grès de l'Erg Chech, tels qu'ils ont été définis par J.R. Villemur (1967), englobent deux ensembles séparés par une discordance de ravinement :

- l'ensemble inférieur, de loin le plus épais, est l'équivalent du groupe des Plateaux d'Oujeft. Il comprend, au sommet, des grès marins à Scolithes.
- l'ensemble supérieur, peu épais, remblaie une discordance de ravinement glaciaire ; il renferme localement des blocs erratiques striés. C'est l'équivalent de la formation d'Abteilli en Adrar (OS).

C'est donc une disposition tout à fait semblable à celle de l'Adrar, mais la topographie très plane de cette région en rend plus difficile la mise en évidence.

e) Le Sénégal oriental

Au-dessus des pélites et argilites à intercalations de grauwackes, que nous avons rattachées au groupe de la Falaise d'Atar, J.-P. Bassot (1966 [1963]) décrit des grès rouges épais de 1.000 m dans la série de la Falémé et de 2.000 m environ dans la série de Youkounkoun.

Ce sont des grès-quartzites feldspathiques, hétérogranulaires, souvent assez mal classés, à rares fragments de roches (silexite), plagioclases, micas, minéraux argileux et rares grains de glauconie. Les minéraux détritiques sont entourés d'une fine pellicule d'oxydes de fer. Ces

roches sont voisines des subgrauwackes selon la définition de F.J. Pettijohn (1957, p. 291).

Dans la coupe de la Gambie (série de Youkounkoun) J.-P. Bassot (1966, p. 180, fig. 30) décrit un passage progressif entre les pélites et argilites rattachées au groupe de la Falaise d'Atar et les grès rouges. Par contre dans la coupe du Niokolo-Koba (p. 181) un niveau de grès blancs à galets épars s'intercale entre les deux formations. D'une façon plus générale les grès rouges sont transgressifs, débordant l'aire de sédimentation des pélites et argilites sous-jacentes.

Ces grès rouges présentent de très nombreuses affinités avec le CO_{10} de l'Adrar. La granulométrie et la pétrographie sont voisines ; l'hématite forme un voile autour de la plupart des minéraux détritiques. Par contre ils sont, au Sénégal oriental, dépourvus de stratifications obliques et riches en ripple-marks. Pour J.-P. Bassot il s'agit d'un dépôt *marin* provenant de la destruction des cordillères d'un géosynclinal et sédimenté en eaux peu profondes. Les grès rouges du Sénégal oriental auraient donc subi un transport beaucoup plus faible que les grès mauves de CO_{10} en Adrar. On notera la grande différence d'épaisseur entre ces deux formations et les divergences d'opinion quant à leur origine.

f) Le Zemmour (extrémité septentrionale du bassin de Tindouf)

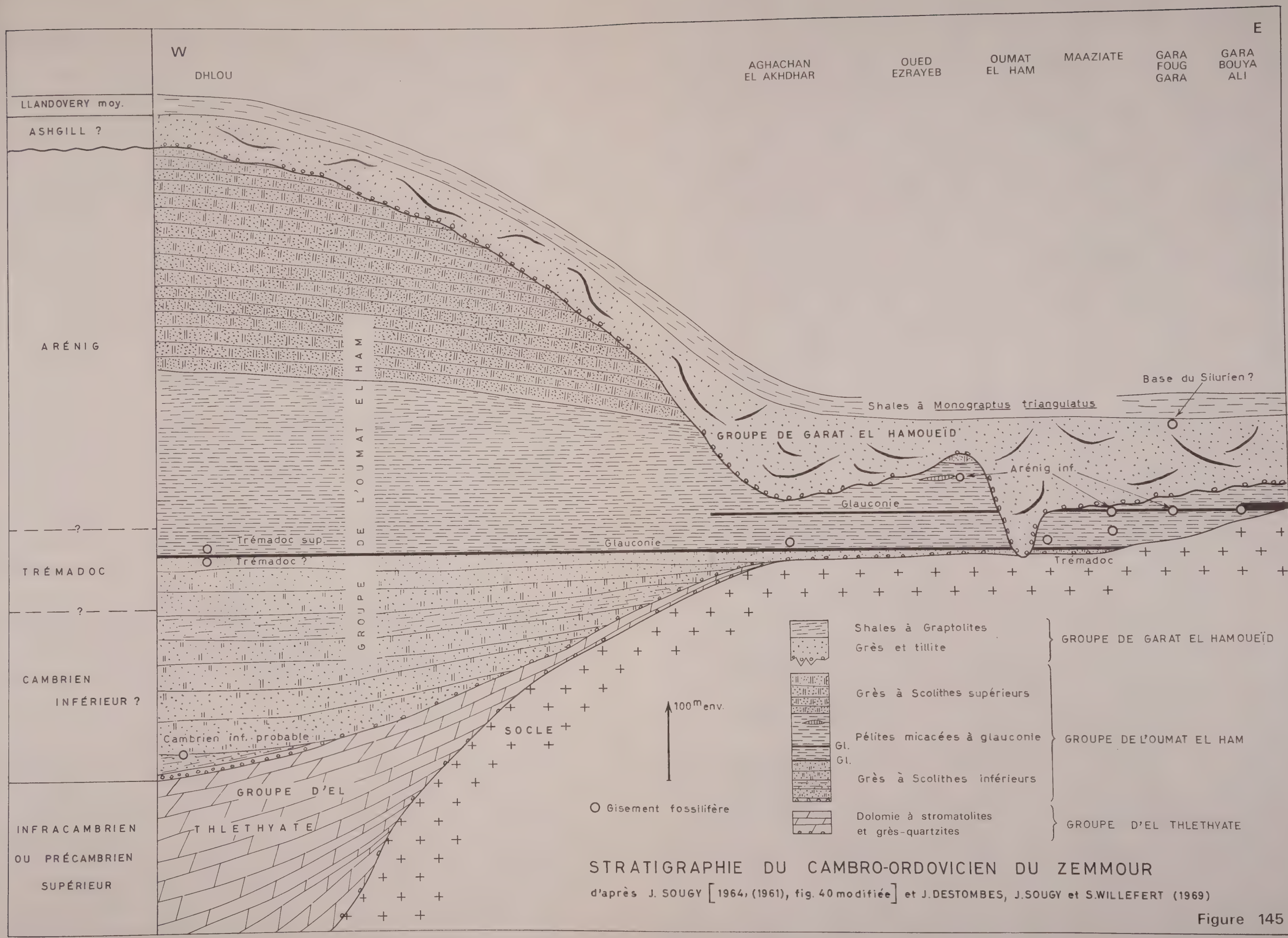
La série ou le groupe de l'Oumat el Ham, compris entre les dolomies à Stromatolites d'El Thlethyate rattachée au Précambrien supérieur ou à l'Infracambrien, et les sédiments glaciaires de la série ou groupe de Garat el Hamoueïd (Ashgill et Llandovery inf. ?) a d'abord été rattachée au Cambrien (J. Sougy, 1964 [1961]). Cette attribution d'âge reposait sur l'étude par Ch. Poulsen (1960) d'une faunule de Brachiopodes inarticulés récoltée dans les coupes d'Aghachan el Akhdhar et de Gara Bouya Ali (fig. 145). Cette faunule renfermait : *Lingulella* cf. *fuchsi* Redlich, *Neobolus* cf. *warthi* Waagen, *Acrothele sougyi* Poulsen, *A. spinulosa* Poulsen, *Botsfordia paucigranulata* Poulsen (Ch. Poulsen, 1960), des débris de Trilobites, *Redlichia* sp. ainsi qu'un organisme nouveau trouvé dans la coupe de Gara Bouya Ali et baptisé *Nyssenia zemmourensis* Sougy. Ultérieurement, ce fossile supposé nouveau était reconnu par S. Willefert (*in* J. Sougy, 1964) comme un *Dictyonema* de l'Arenig, ce qui remettait en question l'âge de la série de l'Oumat el Ham.

De nouvelles découvertes paléontologiques ont permis à J. Destombes, J. Sougy et S. Willefert (1969) de préciser la chronostratigraphie du groupe de l'Oumat el Ham attribué au Cambro-Ordovicien. Nous résumerons brièvement ces données nouvelles.

- Dans la coupe de la Chaîne de Dhlou (Oued Tesmar) les grès à Scolithes inférieurs s'épaississent considérablement par leur base. A leur base des pointes génales de Trilobites ont été trouvées dans des grès verts. Ces débris de Trilobites, mal conservés, ont des chances de se rapporter au genre *Fallotaspis* Hupé du Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas.

- Dans la coupe de l'Oumat el Ham et dans la chaîne de Dhlou (Oued el Aghnem) de grands Brachiopodes inarticulés triangulaires ont été récoltés au toit des grès à Scolithes inférieurs.
  Ces Lingules que nous avons vues dans la coupe de l'Oumat el Ham, au cours d'une excursion d'étudiants en 1965, ressemblent tout à fait aux *Lingulella* (?) *pseudocrumena* Dehlert (Ph. Legrand, 1967) du niveau 35 des grès-quartzites et grès fins à *Lingulella* et *Tomasina* (?) de Terguent (CO_{13}) en Adrar.

- Dans diverses coupes d'Aghachan el Akhdhar, de l'Oumat el Ham et de Maaziate, des



STRATIGRAPHIE DU CAMBRO-ORDOVICIEN DU ZEMMOUR

d'après J. SOUGY [1964, (1961), fig. 40 modifiée] et J. DESTOMBES, J. SOUGY et S. WILLEFERT (1969)

Figure 145

Graptolites et un Trilobite ont été trouvés à des niveaux voisins et situés, dans les pélites micacées à glauconie, de 0 à 30 m au-dessus des grès à Scolithes inférieurs.
Ces gisements ont livré, plus ou moins intimement associés aux Brachiopodes inarticulés, *Adelograptus* sp. et *Clonograptus tenellus* (Linnarsson) ainsi qu'un Trilobite (Asaphacea). Ces Graptolites permettent d'attribuer à ces faunes un âge trémadoc supérieur et d'établir que leur rattachement au Cambrien inférieur par Ch. Poulsen (1960) est erroné.

. Dans les coupes de l'Oued Leglaga (proche de Gara Foug Gara) et de Maaziate, des *Dictyonema* gr. *murrayi* J. Hall et des Brachiopodes inarticulés ont été récoltés dans des bancs glauconieux équivalents probables des glauconitites de Garat Bouya Ali où a été trouvé le premier *Dictyonema*. Cette faune appartient à la partie inférieure de l'Arenig inférieur.

. Dans la coupe de l'Oued Ezrayeb, à 20 à 30 m sous les grès à Scolithes supérieurs, c'est-à-dire assez nettement au-dessus des gisements précédents de l'Oued Leglaga et de Maaziate, des miches calcaires à cone-in-cone ont livré des Lamellibranches, des Brachiopodes articulés et inarticulés, des Ostracodes, des Nautiloïdes orthocônes cannelés et des Trilobites : *Bavarilla zemmourensis* Destombes, *Parapilekia sougyi* Destombes, *Nileus deynouxi* Destombes, *Platypeltoides* sp., *Prionocheilus* sp., *Megistaspis (Ekeraspis)* sp., qui indiquent encore la partie inférieure de l'Arenig inférieur, tout comme les Graptolites de l'Oued Leglaga et de Maaziate.

Enfin, dernier jalon chronologique, au Zemmour, la discordance de ravinement du mur du groupe de Garat el Hamoueïd est remblayée par une tillite (J. Sougy et J.-P. Lécorché, 1963 a et b). J. Destombes (1968 a) a daté cette discordance, dans l'Anti-Atlas, de l'Ashgill supérieur.

La stratigraphie du groupe de l'Oumat el Ham semble confirmer l'âge, limite Cambrien - Ordovicien, attribué par Ph. Legrand (1967) à la faune à *Lingulella* et *Tomasina* (?) du CO_{13} en Adrar. Au Zemmour, les Lingules des grès à Scolithes inférieurs, très semblables à celles de CO_{13}, sont rattachées au Trémadoc.

L'Ordovicien paraît plus complet au Zemmour qu'en Adrar où l'on ne connaît pas d'équivalent aux pélites micacées à glauconie et au grès à Scolithes supérieurs. Cette absence des formations de l'Ordovicien supérieur, qui peuvent localement devenir très épaisses (Anti-Atlas), peut s'expliquer soit par une émersion de la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, soit par une puissante érosion fini-ordovicienne ayant décapé ces dépôts.

Chapitre V

CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA SÉRIE 2

A - *LA SERIE 2 EN ADRAR DE MAURITANIE*

1) L'échelle stratigraphique

La série 2 a été subdivisée en trois ensembles (tabl. XXXIII). Le groupe de Bthaat Ergil est constitué par des dépôts glaciaires variés et une épaisse série de silexites à débris de Spongiaires et de shales silteux et siliceux. Le groupe de la Falaise d'Atar, transgressif sur la bordure sud-ouest de l'Adrar, est formé de grès et grès-quartzites fins parfois argileux ou légèrement carbonatés lie de vin à nombreuses empreintes de trémies de sel. Le groupe des Plateaux d'Oujeft, plus épais à lui seul, quand il est conservé, que les deux autres groupes réunis, est concordant sur le groupe de la Falaise d'Atar ; on peut y distinguer une base probablement continentale, et un sommet indubitablement marin, caractérisé par l'abondance des Scolithes et par deux faunules de Brachiopodes inarticulés.

L'apparition, pour la première fois depuis la base des formations sédimentaires de l'Adrar, de deux faunules de Brachiopodes inarticulés, nous permet d'aborder le problème de l'âge du sommet de la série 2. Nous le ferons avec prudence étant donné que, dans les terrains anciens, les Brachiopodes inarticulés sont de mauvais fossiles chronostratigraphiques. On se rappellera à ce propos l'exemple du Zemmour (p. 394), où une faunule de Brachiopodes inarticulés rattachée par Ch. Poulsen (1960) au Cambrien inférieur est actuellement datée, par des Graptolites, du Trémadoc supérieur (J. Destombes, J. Sougy et S. Willefert, 1969).

Les études paléontologiques de Ph. Legrand (1966 et 1969) et les corrélations que nous avons pu établir avec la série stratigraphique du Zemmour, concourent à situer ces deux faunules vers la limite Cambrien-Ordovicien. Si l'on admet que les formations glaciaires de CO_1 correspondent à la glaciation du Précambrien terminal, le groupe de la Falaise d'Atar et la base du groupe des Plateaux d'Oujeft peuvent être rattachés au Cambrien et peut-être à la partie terminale du Précambrien supérieur ; l'Ordovicien serait absent ou limité à sa base (CO_{13} et peut-être CO_{12}). Il ne semble pas que la partie terminale du Précambrien supérieur, à qui nous avons attribué à titre d'hypothèse l'ensemble du groupe de Bthaat Ergil, puisse monter bien haut dans le groupe de la Falaise d'Atar et à plus forte raison dans le groupe des Plateaux d'Oujeft. Le petit calcul de la page 296, bien que très schématique, montre qu'à elle seule la sédimentation du groupe de Bthaat Ergil peut rendre compte de la durée de l'"Eocambrien" ou Précambrien terminal (environ 30 MA).

Dans le schéma stratigraphique du tableau XXXIV, nous avons fait coïncider la transgression du groupe de la Falaise d'Atar avec la limite supposée entre le Précambrien terminal et le

Cambro-Ordovicien. Il s'agit d'une convention commode mais qui reste hypothétique. Il n'est pas impossible que le Précambrien terminal monte dans le groupe de la Falaise d'Atar et, mais c'est là beaucoup moins vraisemblable, dans le groupe des Plateaux d'Oujeft. L'hypothèse inverse selon laquelle une partie du groupe de Bthaat Ergil serait "cambrienne" est tout aussi plausible.

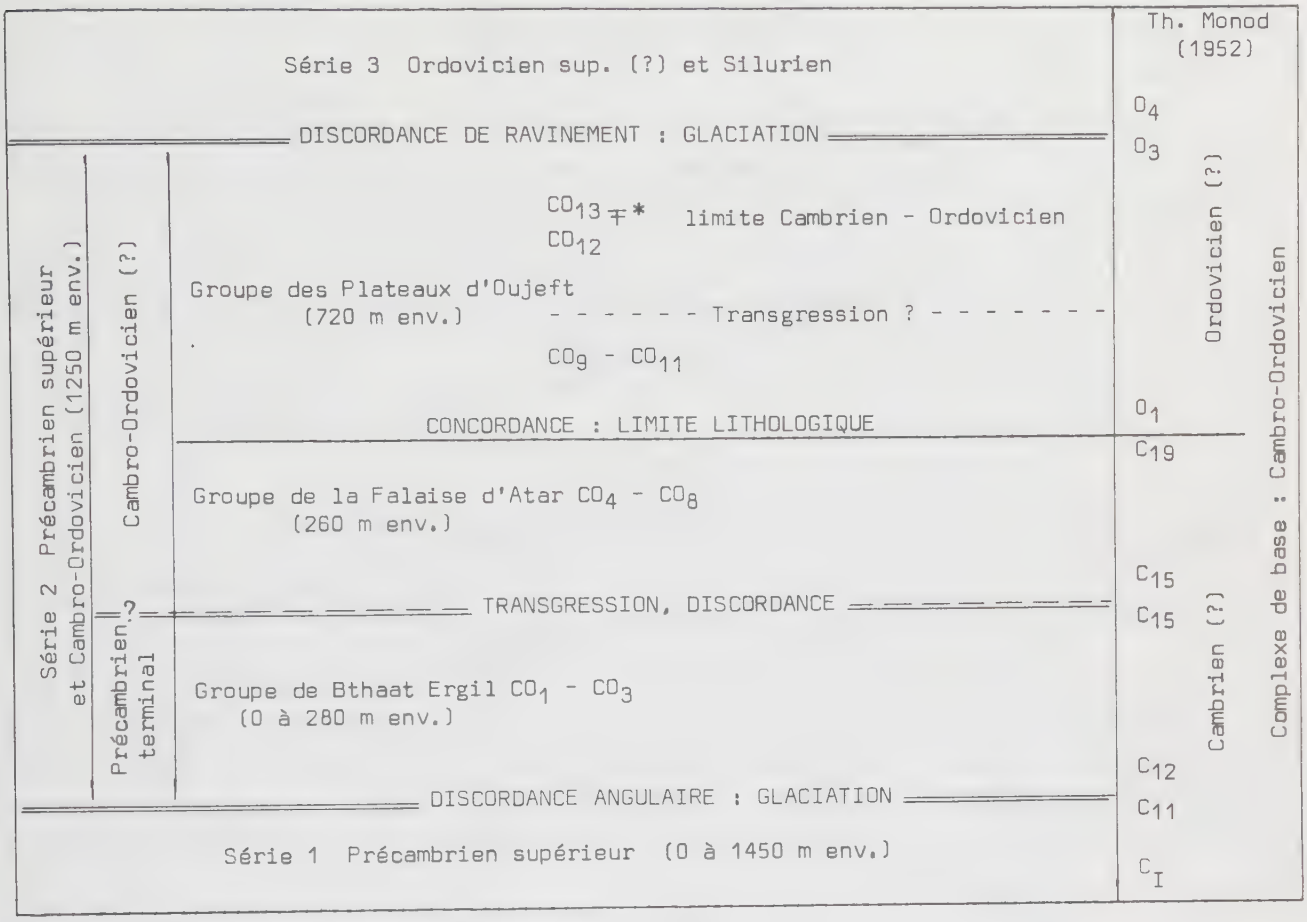


Tableau XXXIII : Grandes subdivisions de la série 2 en Adrar de Mauritanie

*∓ = Fossiles.

Le groupe des Plateaux d'Oujeft étant en Adrar plus épais et plus complet qu'au Tagant, dans l'Assaba et dans le Hodh, il en résulte, si l'on admet à titre d'hypothèse l'âge limite Cambrien-Ordovicien des deux faunules de Brachiopodes, que l'*Ordovicien serait absent, ou très peu épais, sur toute la bordure ouest et ouest-sud-ouest du bassin de Taoudeni*. Bien que les corrélations avec les travaux de J.R. Villemur (1967) soient délicates, il semble bien que cette conclusion puisse être étendue à l'ensemble du bassin de Taoudeni affleurant en Mauritanie et au Mali.

G. Choubert, à plusieurs reprises et dernièrement dans un article synthétique sur le Cambrien en Afrique Nord-occidentale (G. Choubert, A. Faure-Muret et R. Charlot, 1968), et N.A. Bozhko (1969), en se basant sur des comparaisons avec les séries de l'Anti-Atlas et du bassin voltaïen, arrivent à une conclusion inverse : c'est le Cambrien qui serait absent dans le bassin de Taoudeni. A côté des arguments tirés des corrélations régionales entre bassins, il nous semble, à la lecture de l'article de G. Choubert *et al.* (1968), et bien que ce ne soit pas nettement dit, que cette conclusion repose essentiellement sur le fait que la série 2 dans le bassin de Taoudeni est surtout détritique et azoïque, caractères qui s'accordent assez bien avec ce que l'on sait de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest et du Nord-Ouest.

Les trois groupes individualisés dans la série 2 ont été subdivisés en 35 niveaux stratigraphiques. Cependant, sauf pour CO_{12} et CO_{13}, cette notion de niveau stratigraphique ne s'impose pas autant que dans l'étude de la série 1, la sédimentation à la fin du Précambrien supérieur et au Cambro-Ordovicien étant monotone. Dans le groupe de Bthaat Ergil les niveaux, à de rares exceptions près, ont une faible extension latérale ; ils sont souvent lenticulaires, et nos subdivisions ne peuvent avoir qu'une valeur locale. Elles ont surtout pour but de montrer la complexité de ce groupe.

Le nombre relativement important de coupes levées dans les groupes de Bthaat Ergil et de la Falaise d'Atar nous a permis de reconstituer dans le détail leur évolution paléogéographique sur la bordure de l'Adrar (fig. 110, 135 et 146). De la figure 146 se dégagent nettement :

- l'importance du haut-fond des Ibis sur lequel vient se biseauter le groupe de Bthaat Ergil.
- la réduction d'épaisseur de la base glaciaire du groupe de Bthaat Ergil vers le NE (coupes de Bou Kerch, el Mentafa et de la Bathat Ntichedid).
- l'épaississement du groupe de la Falaise d'Atar vers le SW et corrélativement l'apparition de fines intercalations dolomitiques.

2) Le paysage à la fin du "Précambrien supérieur et au Cambro-Ordovicien"

a) Le groupe de Bthaat Ergil

Sa base est caractérisée par une sédimentation glaciaire variée englobant des tillites à ciment carbonaté souvent abondant, des sédiments proglaciaires de lavage et de remaniement de moraines, des dépôts qualifiés de périglaciaires et enfin des dépôts ne présentant aucun caractère glaciaire net. Ces différents faciès, bien représentés dans les Jbeliat, se ravinent mutuellement et sont souvent lenticulaires. Ce sont les témoins d'une glaciation d'inlandsis comme le prouvent :

- l'étendue des dépôts glaciaires qui se retrouvent jusqu'à la frontière algéro-mauritanienne.
- à l'échelle de l'Adrar, le caractère assez régulier du mur de CO_1.

En Adrar l'inlandsis possède à la fois des caractères de glacier à semelle liquide et de glacier à semelle solide (S.W. Carey et N. Ahmad, 1960). Les principales formations glaciaires sont discontinues, les phénomènes de ravinement et de remaniement sont très fréquents au sein même des dépôts glaciaires, enfin les carbonates et les sulfates (barytine) jouent un rôle important dans la sédimentation. L'Adrar de Mauritanie se situe dans le domaine continental de l'inlandsis dont le coeur se place quelque part au NW de l'Adrar en direction des Iles Canaries ou du Sud du Maroc. Dans les Jbeliat, on a pu mettre en évidence au moins deux grandes avancées de cet inlandsis.

Les silexites argileuses à spicules de Spongiaires et les shales silteux et siliceux du sommet du groupe de Bthaat Ergil caractérisent une sédimentation de mer peu profonde, fortement alimentée en silice, selon l'hypothèse retenue, par un volcanisme important dont il n'apparaît aucune trace en Adrar. Cette sédimentation, présente de très nombreuses similitudes avec la sédimentation quaternaire autour de l'inlandsis antarctique. Le climat continuait probablement à être froid pendant cette sédimentation argilo-siliceuse.

NE

SW

EL MOÏLAH (fig. 135)
BATHAT NTICHEDID (fig. 103)

ECHEREL (fig. 135)
JBELIAT (fig. 95)

AMOJIAR (fig. 126 et 127)
3THAAT ERGIL (fig. 105)

NORD DE LA PASSE DE SERIZE (fig. 128)

LEKHLEÏGATE (fig. 125)

TERJIT-AGUINJOB (fig. 130)

CHELAKH TAICHOT (fig. 131)

FOUCHT (fig. 132)

GROUPE DES PLATEAUX D'OUJEFT

CO_9

CO_8

CO_7

CO_6

CO_5

CO_4

CO_3

CO_2

CO_1

SÉRIE 2 SOMMET DU PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR, CAMBRO-ORDOVICIEN

GROUPE DE LA FALAISE D'ATAR

GROUPE DE BTHAAT ERGIL

Niveau de référence principal

150 m

20 km

HAUT-FOND DES IBI

SÉRIE DE L'AMSAGA
PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR

GROUPE DE CHAR

[Pendages exagérés]

GROUPE D'ATAR

SÉRIE 1 PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR

GROUPE DE L'ASSABET EL HASSIANE

GROUPE DE TIFOUNKE

EVOLUTION DE LA BASE DE LA SÉRIE 2, GROUPES DE BTHAAT ERGIL ET DE LA FALAISE D'ATAR, EN ADRAR DE MAURITANIE

Figure 146

b) Le groupe de la Falaise d'Atar

Il se distingue du groupe de Bthaat Ergil par son caractère *transgressif* sur toute la bordure sud-ouest de l'Adrar et par une sédimentation caractéristique d'un climat chaud et plutôt sec.

Cet ensemble détritique fin, homogène, riche en quartz éolien et en feldspaths, s'est déposé dans des eaux marines (rares glauconies) et peut-être lagunaires peu profondes, souvent sursalées (trémies de sel, barytine, dolomie diagénétique précoce ou syngénétique) sous un climat à tendance désertique chaud responsable de la couleur rouge dominante. Les récifs de Stromatolites du toit de CO_5 indiquent des courants E-W ou ENE-WSW ; le sens de ces courants n'a pu être déterminé.

Par certains côtés l'ensemble CO_6-CO_8 est à rapprocher de I_2 (groupe de Char) qui est toutefois nettement plus carbonaté ; les conditions de sédimentation semblent avoir été très voisines.

Vers le SW le groupe de la Falaise d'Atar s'épaissit en même temps que son caractère lagunaire s'accentue. Ces observations, jointes à celles faites dans la région d'Iriji par J.-P. Lécorché et J. Sougy (1969) et d'Akjoujt par J. Sougy (1963) et M. Deynoux (1963, 1966), montrent que le groupe de la Falaise d'Atar se prolonge sous la série d'Akjoujt allochtone jusqu'à l'Akchar (fig. 125).

c) Le groupe des Plateaux d'Oujeft

Dans cette série détritique homogène sur de grandes étendues, fine, bien classée, généralement évoluée, à quartz subanguleux à subarrondis, rarement arrondis, on peut distinguer deux ensembles :

- à la base, un ensemble vraisemblablement continental, CO_{10} et CO_{11} et peut-être CO_9, déposé sous forme de grandes nappes d'épandage caractérisées par l'abondance des stratifications obliques. Les grès-quartzites rouges, riches en feldspaths, de CO_{10} proviennent du démantèlement d'un manteau d'altération formé sous un climat chaud à saisons alternativement sèches et humides. Ils sont très comparables aux Vieux et Jeunes Grès Rouges des chaînes calédonienne et hercynienne.
- au sommet, des sédiments de mer très peu profonde épicontinentale où pullulaient des Annélides dont il ne reste que les terriers. C'est dans ces grès qu'apparaissent les premiers fossiles d'intérêt stratigraphique. En nous basant sur les déterminations de Ph. Legrand (1967 et 1969) et sur des comparaisons avec la stratigraphie du Zemmour, nous avons admis, à titre d'hypothèse qu'ils marquent la limite Cambrien-Ordovicien. Ils permettent de poser le problème de la présence de l'Ordovicien dans le bassin de Taoudeni.

L'importance de la coupure entre ces deux ensembles ne peut être déterminée en Adrar où les bonnes coupes sont rares. On retiendra toutefois la possibilité que les grès et grès-quartzites à Scolithes soient liés à une transgression marine qui pourrait débuter au tout début de l'Ordovicien.

STRATIGRAPHIE			OBSERVATIONS	CONCLUSIONS PALEOCLIMATIQUES
SERIE 3 ORDOVICIEN SUP. (?) ET SILURIEN				
			DISCORDANCE DE RAVINEMENT : GLACIATION	
SERIE 2 SOMMET DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR ET CAMBRO-ORDOVICIEN	Groupe des Plateaux d'Oujeft	CO_{13}	quelques grains éolisés mais qui peuvent être empruntés à des formations antérieures ; barytine rare.	?
		CO_{12}		
		CO_{11}	série détritique rouge, continentale, provenant du démantèlement d'un manteau d'altération d'une chaîne de montagne ; le fer responsable de la couleur rouge est allochtone.	sur les reliefs situés au SE de l'Adrar, climat chaud à saisons alternativement sèches et humides. Le climat régnant sur le bassin de sédimentation n'est pas connu.
		CO_9		
			CONCORDANCE : LIMITE LITHOLOGIQUE	
	Groupe de la Falaise d'Atar	CO_8 à CO_6	empreintes de trémies de sel, coloration rouge dominante, barytine, quartz éolisés, dolomie probablement diagénétique précoce ou syngénétique.	climat chaud et assez sec.
		CO_5	Stromatolites, dolomie diagénétique précoce ou syngénétique.	climat chaud et assez sec.
		CO_4	empreintes de trémies de sel, quartz éolisés.	climat chaud et assez sec.
			TRANSGRESSION ; DISCORDANCE	
	Groupe de Bthaat Ergil	CO_3	sédimentation siliceuse biochimique, Spongiaires, phosphates.	climat probablement froid.
		CO_2	couleur verte, intercalations de conglomérats à caractères périglaciaires (?) à Akjoujt.	
		CO_1	sédimentation glaciaire variée ; au moins deux grandes avancées de l'inlandsis séparées par une période de recul pendant laquelle se déposent des sédiments de lavage et de remaniement de moraines et des sédiments périglaciaires (shales, grès bien classés...)	climat très froid.
			DISCORDANCE ANGULAIRE : GLACIATION	
SERIE 1 "PRECAMBRIEN SUPERIEUR"				

Tableau XXXIV : Essai de reconstitution paléoclimatique de la série 2 en Adrar de Mauritanie.

B - *CORRELATIONS*

Des corrélations avec les autres régions du bassin de Taoudeni et le bassin de Tindouf au Zemmour ont été esquissées dans l'étude des différents groupes. Nous reprendrons les points les plus importants et essayerons de proposer des comparaisons avec la stratigraphie des bassins du Sahara central.

1) Le bassin de Taoudeni

La formation glaciaire de base de la série 2 (partie terminale du Précambrien supérieur) se retrouve avec des caractères très voisins de ceux de l'Adrar (complexité de la sédimentation, ravinement, importance des carbonates auxquels est souvent associée de la barytine) en de nombreux points de la bordure du bassin de Taoudeni, notamment à Chegga et dans le massif de l'Afollé. La tillite du Précambrien terminal du bassin de Taoudeni ne se réduit donc pas à un simple conglomérat comme de nombreux auteurs anciens l'avaient laissé imaginer ; elle représente un dépôt complexe et varié, édifié au cours d'avancées et de reculs répétés de l'inlandsis.

Dans la chaîne épimétamorphique (Mauritanie du Sud et Sénégal oriental), la "tillite" se trouve intimement associée à un important volcanisme acide qui peut passer à un complexe volcano-sédimentaire basique. La silice des silexites argileuses qui, sur tout le pourtour du bassin de Taoudeni, surmontent la tillite, est très probablement d'origine volcanique. Elle est l'indice d'un volcanisme contemporain qui pourrait se situer sur les marges mobiles du bassin.

Le groupe de la Falaise d'Atar, dont la base marque peut-être le début de la transgression "cambrienne", est caractérisé entre Atar et Chegga par des dépôts marins épicontinentaux ou lagunaires de climat chaud et sec et, à l'Est de Chegga et dans l'Assaba et le Tagant, par des shales et des siltstones et peut-être par des grauwackes feldspathiques qui indiqueraient la poursuite de l'activité volcanique. Dans la chaîne des Mauritanides l'équivalent probable du groupe de la Falaise est formé de pélites, d'argilites, de grauwackes, de tufs, de cinérites et de silexites.

Les corrélations au sein du groupe des Plateaux d'Oujeft sont délicates. Il semble bien que l'on doive distinguer, dans les grès dits ordoviciens des anciens auteurs, deux ensembles séparés par une discordance de ravinement. Seul l'ensemble inférieur, d'âge Cambrien et Ordovicien inférieur probable, serait à rattacher à la série 2. La distinction d'un groupe des Plateaux inférieur vraisemblablement continental et d'un groupe des Plateaux supérieur marin et probablement transgressif, n'a pas pu être étendue à l'ensemble du bassin de Taoudeni. Au Zemmour, l'Ordovicien (Trémadoc et Arenig inférieur) est mieux représenté qu'en Adrar où il semble se limiter à CO_{13} et peut-être à une partie de CO_{12}.

La partie inférieure du groupe des Plateaux d'Oujeft est caractérisée dans tout l'Ouest du bassin de Taoudeni (du Sénégal oriental à l'Adrar de Mauritanie) par des dépôts de grès rouges assez mal classés. Au Sénégal oriental, ces dépôts sont épais (1.000 à 2.000 m) et marins, en Adrar, ils sont minces (200 m environ) et relativement bien classés, probablement continentaux et transportés par des courants venant du SE.

La partie supérieure ne semble franchement marine qu'en Adrar. Partout ailleurs, au Tagant dans le Hodh et le Hank, elle est caractérisée par ce que S. Beuf *et al.* (1971) nomment les faciès de transition entre dépôts fluviatiles et marins. Cette transgression de la "mer à Scolithes", originaire probablement du NW, envahit progressivement la dalle africaine pentée, en

Afrique de l'Ouest, du SE vers le NW.

Un dernier point important est l'existence, pendant la sédimentation du groupe de Bthaat Ergil, d'un haut-fond séparant le bassin de l'Adrar au NE du bassin d'Akjoujt au SW ; sa forme et son extension sont inconnues. Ce haut-fond explique peut-être en partie les particularités structurales de la zone qui, d'Iriji aux Idjibiten, sépare l'Adrar autochtone de la série d'Akjoujt allochtone : présence d'une unité dite du Reg Ichidad (J.-P. Lécorché et J. Sougy, 1969) allochtone et formée par des terrains rattachés au groupe de la Falaise d'Atar (CO_5-CO_8) .

2) Le Maroc

La stratigraphie du Précambrien supérieur et de la base du Paléozoïque de l'Anti-Atlas marocain a été résumée dans l'étude de la série 1 (p. 208). Les comparaisons que nous proposons ici nous ont été suggérées par J. Sougy qui, en mai 1970, a visité les séries de l'Anti-Atlas à l'occasion d'une excursion géologique conduite par G. Choubert.

La série lie de vin à pseudomorphoses de cristaux de sel et localement à gypse, attribuée à l'Adoudounien moyen, présente de nombreuses affinités avec le groupe de la Falaise d'Atar. Si l'on admet cette corrélation, la base du Cambrien est, en Adrar, à rechercher beaucoup plus haut dans la série stratigraphique. Le groupe de la Falaise d'Atar et une partie du groupe des Plateaux d'Oujeft feraient alors partie du sommet du Précambrien supérieur. Dans cette optique l'Ordovicien mais également le Cambrien seraient très réduits sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni. Nous avons déjà discuté de cette hypothèse que rien ne permet de rejeter. Elle a cependant l'inconvénient de ranger dans "l'Eocambrien" ou Précambrien terminal plus de 500 m de sédiments (800 m si par exemple on considère que le Cambrien débute avec la transgression des grès à Scolithes).

Il est intéressant de noter que, dans les séries stratigraphiques qu'il avait proposées à Nairobi et à Mexico, G. Choubert (1955 [1954] et 1956) faisait débuter le Cambrien avec la série lie de vin.

3) Le Sahara central

Le Sahara central a fait l'objet de très nombreuses études, notamment de la part des géologues pétroliers. Les résultats de ces travaux ont été synthétisés en 1959 et 1964 (Contribution à l'étude du Cambrien et de l'Ordovicien du Sahara et Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien) et plus récemment par S. Beuf, A. Bennacef, B. Biju-Duval, O. de Charpal et P. Rognon (1968) et par S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971).

Nous nous bornerons ici à proposer quelques corrélations possibles avec l'extrémité occidentale des tassilis du Sahara central à partir des publications récentes de S. Beuf, B. Biju-Duval, A. Mauvier et Ph. Legrand (1968)et O. Gariel, O. de Charpal et A. Bennacef (1968).

Dans la région du Bled el Mass (lat. N 26° 30' ; long. E 0° 40' env.) le Cambro-Ordovicien, discordant sur la série du Bled el Mass, comprend de bas en haut (S. Beuf, B. Biju-Duval, A. Mauvier et Ph. Legrand, 1968) :

- *formation A*. A la base affleurent des grès moyens à grossiers à ciment de kaolinite irrégulièrement réparti, à stratifications obliques et à rares passées à Scolithes. Le sommet est

constitué de 32 m de grès plus grossiers, mal classés, à très nombreux Scolithes et à rares stratifications obliques.

- *formation B.* Elle est discordante sur la formation A. La partie inférieure, épaisse de 28 m, est formée de grès fins et de siltstones à Scolithes à galets d'argiles et à lumachelles de Brachiopodes inarticulés avec : *Obolinae, Tomasina* (?) nov. sp., *Lingulobolus* (?) nov. sp. et *Lingulella* (?) *pseudocrumena* Oehlert. Cette faune serait vraisemblablement d'âge trémadoc inférieur. Au sommet viennent des grès massifs et des grès fins à moyens en plaquettes qui constituent une corniche double épaisse de 20 m.

- *formation C.* Ce sont des grès moyens à grossiers, à niveaux microconglomératiques et à nombreux Scolithes, qui sont épais de 100 m.

- *formation D.* Epaisse de 56 m, elle est surtout argileuse. Elle comprend, à la base, des argiles et siltstones argileux micacés à *Didymograptus* e.g. *nitidus* Hall qui caractériseraient la partie supérieure de l'Arenig inférieur. Au sommet affleurent des grès fins argileux à intercalations de grès carbonatés et à miches carbonatées.

- *formation E.* Elle est épaisse de 77 m. A la base affleurent des grès carbonatés à galets et rognons ferrugineux, fossilifères, à *Neseuretus* sp., *Modiolopsis* e.g. *veterana* Barrande, *Ctenodonta* sp. et *Ectonoglossa lesueuri* Rouault associés à des Conodontes. Cette faune semble indiquer un âge arénig supérieur. Les parties moyenne et supérieure sont formées de grès fins calcaires à stratifications ondulées en rides, de grès fins à Scolithes et au sommet de grès fins à moyens, argilo-micacés, parfois calcaires à rares Scolithes.

- *formation F.* Elle repose sur la formation E par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement. Elle est formée essentiellement de grès et argiles, épais de 80 m, qui sont l'équivalent de l'unité IV des Tassili. Au-dessus affleurent les shales à Graptolites du Silurien.

La base de la série stratigraphique de la région du Bled el Mass (formations A et B) présente d'assez nombreuses affinités avec le groupe des Plateaux d'Oujeft et notamment avec CO_{12} et CO_{13} et même peut-être avec CO_{10} et CO_{11}. On y retrouve des grès à stratifications obliques, de très nombreux niveaux à Scolithes et une faunule de Brachiopodes inarticulés qui paraît très voisine de celle décrite en Adrar dans CO_{13}. De façon plus précise l'alternance de grès à stratifications obliques et de grès à Scolithes rappelle certains faciès du O_3 (= CO_{12} + CO_{13}) de la région de Mejeria (O. Dia, J. Sougy et R. Trompette, 1969) où l'on rencontre assez fréquemment des Scolithes associés à des stratifications obliques (faciès dits de transition).

Au Bled el Mass la formation B, probablement d'âge trémadoc, est transgressive et peut reposer directement sur le socle. La formation A, localement absente, est probablement en partie l'équivalent de l'unité II des Tassilis.

O. Gariel, O. de Charpal et A. Bennacef (1968) ont étudié en détail les conditions de sédimentation des grès de l'unité II dans l'Ahnet et le Mouydir, régions situées au Sud et au Sud-Est du Bled el Mass. Ces grès y sont discordants sur un socle pétrographiquement très varié. Bien qu'altéré avant le dépôt des grès, le socle ne contribue pas ou très peu à la sédimentation de l'unité II dont les matériaux, très évolués, ont été transportés sur de très longues distances. Ce long transport est souligné par l'abondance des stratifications obliques assemblées en chenaux et festons d'une centaine de mètres de longueur. Ces structures caractériseraient une mise en place par un réseau fluviatile à bras multiples anastomosés où le transport se serait fait surtout par traction sur le fond. L'étude de l'orientation des chenaux sur l'ensemble de l'Ahnet et du

Mouydir indique des courants provenant du secteur SSW-SE. Ces directions se retrouvent relativement constantes sur tout le pourtour du Hoggar ce qui implique qu'au Cambro-Ordovicien ce dernier n'existait pas en tant que relief (B. Biju-Duval, O. de Charpal et O. Merabet, 1966). Ces directions de courant s'accordent avec celles mesurées dans le CO_{10} (grès et grès-quartzites d'Oujeft ou de Mejeria) de Mauritanie (Adrar, Hodh et Tagant).

Les données stratigraphiques et sédimentologiques concourent donc à rapprocher l'unité II du Sahara central du groupe des Plateaux d'Oujeft et notamment de l'ensemble CO_{10}, CO_{11} et CO_{12} *pro-parte* (?).

ETUDE DE LA SÉRIE 3

ORDOVICIEN SUPÉRIEUR (?) ET SILURIEN

La série 3 comprend deux formations lithologiquement très différentes. Ce sont de haut en bas :

- la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig (S)
- la formation d'Abteilli (OS), au moins en partie d'origine glaciaire.

La série 3 débute par une discordance de ravinement d'origine glaciaire, localement très spectaculaire, remblayée par les matériaux détritiques de la formation d'Abteilli (OS). Sa limite supérieure correspond au mur des grès et grès-quartzites massifs, souvent grossiers, du Coblencien, qui probablement ravinent plus ou moins les shales à Graptolites de l'Oued Chig (S). Cette discordance de ravinement de la base du Dévonien reste cependant difficile à démontrer à partir des seules données recueillies en Adrar de Mauritanie.

La formation d'Abteilli (OS) est un ensemble détritique constitué de grès et grès-quartzites fins, de siltstones et de shales plus ou moins silteux avec de rares passées grossières généralement minces. Ces données lithologiques sont surprenantes si l'on admet qu'il s'agit d'une formation glaciaire continentale. Parfois, comme au Tagant (ou Taganet), la formation d'Abteilli peut être subdivisée en plusieurs unités sédimentaires se ravinant mutuellement (O. Dia, J. Sougy et R. Trompette, 1969). La partie terminale de cette formation est marquée en Adrar, mais aussi au Tagant et dans le Hodh, par le développement de nombreux eskers, corps gréseux allongés, en forme de serpentins, pouvant atteindre exceptionnellement plusieurs dizaines de kilomètres de long. Au Sahara central, ces figures ont été dénommées des cordons. Dans cette dernière région et au Zemmour, les équivalents de la formation d'Abteilli, la série de Garat el Hamoueïd (J. Sougy, 1961 ; J. Sougy et J.-P. Lécorché, 1963 a et b) d'une part et la formation de Tamadjert ou unité IV (S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef, 1971) d'autre part, sont plus riches en niveaux conglomératiques, avec notamment des galets de socle.

La formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig (S) repose en apparente concordance sur la formation d'Abteilli. En Adrar, elle est assez franchement argileuse à l'Est, mais se charge en intercalations gréseuses vers l'Ouest à l'approche de la chaîne des Mauritanides. Les calcaires y sont absents sauf dans deux petites structures proches de Arna (J. Drot et J.-P. Lécorché, 1971).

L'âge de la formation glaciaire d'Abteilli est, en Adrar de Mauritanie, très imprécis. Il est compris entre la base de l'Ordovicien (faunules de Brachiopodes inarticulés de CO_{12} et CO_{13}) et le Llandovery inférieur-moyen (faune de Graptolites). Dans l'Anti-Atlas, l'équivalent de la discordance de ravinement de la base de la formation d'Abteilli est d'âge Ashgill supérieur (J. Destombes, 1968 a), tandis qu'au Sahara central on le considère comme intracaradocien. La formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig est à rapporter au Silurien. En Adrar, c'est une série condensée où tous les étages du Silurien ont pu être identifiés et ceci bien que les faunes de Graptolites soient en général pauvres en espèces.

Chapitre I

LES LIMITES DE LA SÉRIE 3

Ce premier chapitre sera consacré à l'étude de la discordance de ravinement du mur de la série 3. Son existence n'étant pas admise par l'ensemble des géologues, nous chercherons à prouver sa réalité à l'aide de quelques exemples qui nous paraissent particulièrement démonstratifs.

Le problème de la discordance du Dévonien inférieur gréseux sur les *shales à Graptolites de l'Oued Chig* (S) et les possibilités d'existence de discordances à l'intérieur de ces shales ne seront pas abordés ici. En effet ces coupures ne s'imposent pas immédiatement au géologue de terrain ; nous en verrons se dégager l'idée au fur et à mesure que progressera l'étude stratigraphique et sédimentologique.

A – MISE EN EVIDENCE D'UNE DISCORDANCE DE RAVINEMENT A LA BASE DE LA SERIE 3

1) Historique

Th. Monod (1952) avait souligné que, dans le défilé d'Hanouk, le problème du contact entre les Grès de Tamga O_4 (OS en partie) et les grès de Zli O_3 (CO_{12} et CO_{13}) n'avait pas été clairement solutionné. En effet, "à l'entrée, sur la rive gauche, on voit l'énorme masse monolithique de ces grès (il s'agit de O_4) reposer, avec léger ravinement et, par places, tout petit conglomérat, sur des grès de Zli type tendre, rouges et verts ...", Th. Monod (1952, p. 139).

Ce point a été repris par J. Sougy (1956) dans son étude du "Cambro-Ordovicien" du Zemmour. A titre d'hypothèse, cet auteur assimile les grès de Zli à sa série de l'Oumat el Ham et les grès de Tamga à sa série de Garat el Hamoueïd. Au Zemmour, et plus particulièrement dans le massif de l'Oumat el Ham, ces deux séries sont séparées par une discordance de ravinement très nette.

P. Gévin (1960, p. 70), emboîtant le pas à J. Sougy, propose de paralléliser cette discordance avec celle qui, sur la bordure sud du bassin de Tindouf, sépare les quartzites de Djebilet des grès d'Aouinet Legraa.

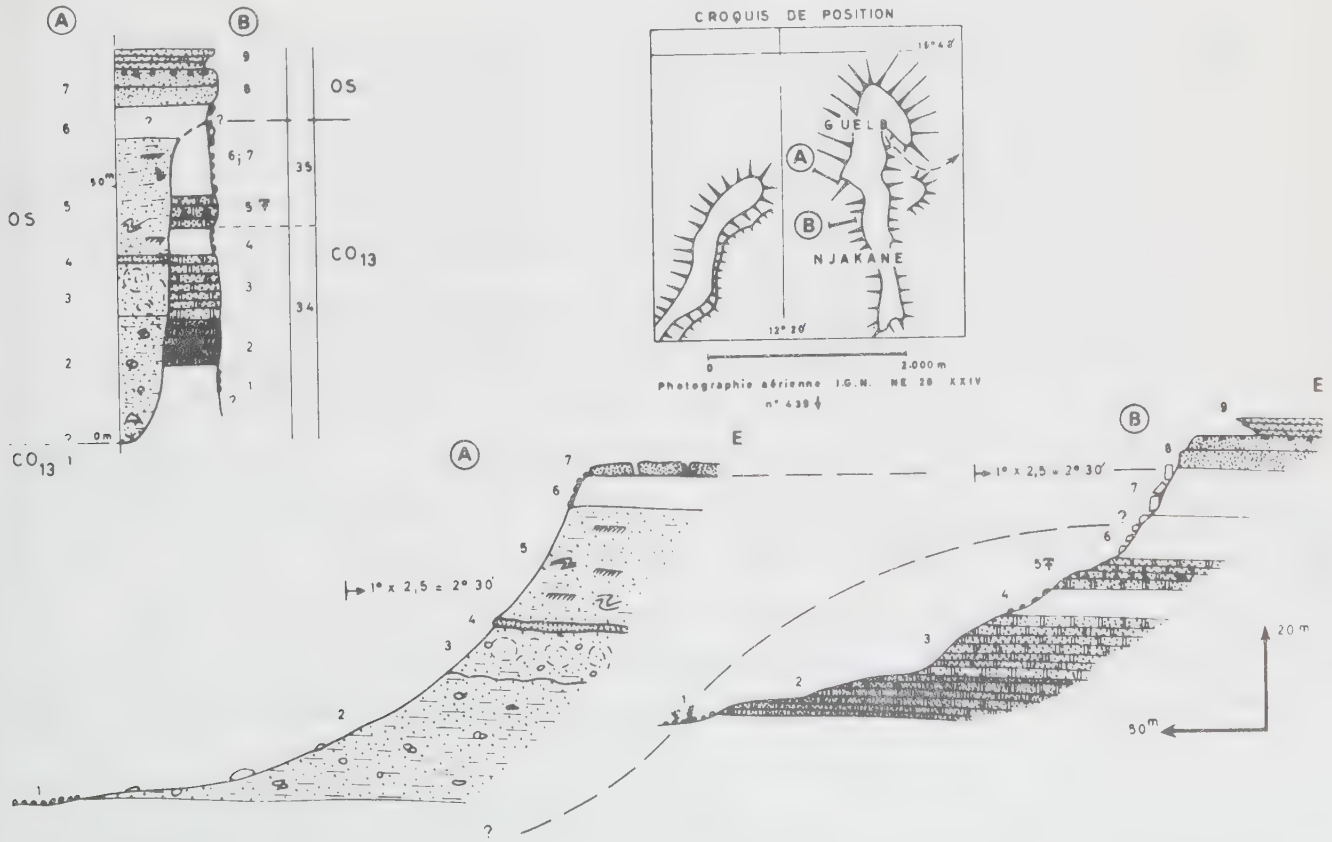
L'étude du défilé d'Hanouk, qui apparaît immédiatement comme une zone clé, a été reprise par Th. Monod (1962) qui accepte et précise les assimilations avec le Zemmour proposées par J. Sougy (1956). Th. Monod conclut à "l'existence locale mais indubitable d'une discordance de ravinement à la base des grès du Tamga, fréquemment soulignée par un véritable conglomérat". Cependant il n'accorde à cette discontinuité qu'un intérêt local, refusant d'y voir une coupure majeure de l'échelle stratigraphique : "nous avons dit le caractère en apparence local et peut-être largement épisodique d'une discontinuité que l'on serait tenté de tenir pour intraformationnelle..." (Th. Monod, 1962, p. 35).

Nos observations confirment l'importance de cette discordance de ravinement identifiée en de nombreux autres points de l'Adrar (Njakane, Abteilli-Oued el Behair, Oued Mfarich). Elle a également été retrouvée au Tagant (ou Taganet) par O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969). Au Sahara central, tout comme d'ailleurs au Zemmour, la paléosurface d'érosion est comblée par d'épaisses formations glaciaires très souvent grossières et conglomératiques. Au critère structural s'ajoute un critère paléoclimatique qui fait que cette discordance de ravinement de la base de la série 3 est, avec la discordance angulaire de la base de la série 2, une des coupures les plus importantes de la stratigraphie du Paléozoïque au Sahara central et occidental.

Comme nous l'avons signalé à propos de la discordance I_3/I_2 (p. 42), le ravinement est une manifestation exceptionnelle ; la plupart du temps il y a concordance apparente entre les deux séries. De plus lorsqu'il y a ravinement, celui-ci est difficile à voir, les éboulis masquant en partie les formations tendres qui, le plus souvent, remblaient les dépressions. Cependant, l'examen attentif du paysage peut faire pressentir la discordance de ravinement à un observateur averti. Elle s'y marque par un paysage chaotique, désordonné, par l'affrontement de formations lithologiquement différentes pouvant suggérer des passages latéraux, par des pendages sensiblement différents dans les formations ravinées et ravinantes, ces dernières pouvant d'ailleurs être les plus pentées.

2) Etude du Guelb Njakane (fig. 147)

Ce guelb se situe dans le quart nord-est de la feuille au 1/200.000 Faraoun, non loin de l'itinéraire balisé Atar-Tijigja. Les coupes A et B, lithologiquement très différentes, sont toutes deux relevées sur le flanc occidental du guelb ; elles ne sont pourtant que distantes d'environ 500 m.



COUPES 53 A ET B DE OS AU GUELB NJAKANE

Figure 147

- Coupe 53 A du Guelb Njakane

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	2,0 env.	OS		grès-quartzite fin à très fin, à cassure blanche saccharoïde, avec rares niveaux riches en minéraux noirs, à patine brun sombre ou gris clair, bien lité, en bancs de 0,5 à 1 m ; quelques centaines de mètres plus à l'Est, ces grès atteignent 7 à 8 m d'épaisseur.	TA 652 L.M.
6	7,0	OS		non vu ; blocs de grès-quartzite de OS basculés sur les formations tendres sous-jacentes.	
5	23,0 env.	OS		grès très fin à siltstone, argileux, ocre à verdâtre, mal stratifié avec passées plus ou moins en place de grès très fin, micacé, à stratifications obliques et figures de slumping ; ces intercalations plus dures deviennent nombreuses vers le sommet.	TA 651 TA 650 R.X
4	1,5 env.	OS		siltstone micacé, ferrugineux, à ciment argileux en partie kaolinique, à patine ocre ou brunâtre, avec de nombreuses stratifications obliques et des figures de slumping ; le contact avec le niveau 3 est irrégulier.	TA 3056 L.M.
3	10,0 env.	OS		grès très fin, micacé, à ciment argileux abondant, un peu plus dur que les faciès du niveau 2, sans stratification nette, à débit grossièrement concentrique voisin de celui décrit et figuré par O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969) dans le O_4c de l'Oued Nouehjenna au Tagant (ou Taganet) ; ces grès renferment quelques galets de grès-quartzite très fin, semblables à ceux du niveau 2 ; le contact avec le niveau 2 est extrêmement irrégulier.	
2	25,0 env.	OS		grès très fin, micacé, à blocaux, à ciment argileux ou argilo-ferrugineux, avec passées de shale silteux ocre contenant quelques quartz arrondis de 0,3 à 0,4 mm ; pas de stratification nette ; ce faciès est voisin des argiles, microconglomératiques bien que plus pauvre en minéraux argileux ; les galets de grès-quartzite très fin, souvent feldspathique, de 2 à 25 cm de diamètre, sont souvent cisaillés et recimentés, figures peut-être explicables par des tassements différentiels dans un matériel gelé. Quelques passées, ou parfois de simples amygdales, de grès très fin, argileux, micacé, plus dur, à figures de slumping, contiennent des galets pétrographiquement peu différents de l'encaissant dont ils sont difficiles à distinguer.	TA 646 L.M. TA 3054a L.M. TA 3054b L.M. TA 3055 L.M.
				à + 23,0 m env. grès très fin micacé argileux	TA 649 RX
				à + 10,0 m env. grès très fin micacé argileux	TA 647 RX
1	2,0 et plus	OS ?		non vu ; éboulis de grès très fin argileux.	
	70,0 env.	OS			

- Coupe 53 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	3,5 env.	OS		grès-quartzite fin à très fin, à cassure gris mauve, à patine sombre, à aspect scoriacé, en bancs bien stratifiés de dureté inégale donnant par érosion de nombreux abris sous roche.	
8	7,0 env.	OS		grès-quartzite fin, à rares feldspaths, à empreintes de galets mous, à nombreux petits minéraux noirs, à rares quartz arrondis de 0,5 à 1 mm, à cassure blanche, à patine brun noir, se débitant en énormes blocs recouvrant en partie les formations sous-jacentes ; dans le dernier mètre, nombreuses passées conglomératiques à quartz atteignant 1 cm et à empreintes de galets mous ; équivalent du niveau 7 de la coupe 53 A.	TA 3058 L.M.
7	9,5 env.	?		non vu ; éboulis monumentaux de grès-quartzite des niveaux 8 et 9.	
6	9,0 env.	?		non vu ; éboulis de plus petite taille avec notamment des blocs du niveau 9.	
	29,0 env.	OS			
5	6,0	CO_{13}	35	grès-quartzite fin à très fin, légèrement feldspathique, à cassure blanchâtre, à patine grise ou brun sombre, à grands Scolithes de la taille d'un doigt avec, à + 3 m, de grandes Lingules triangulaires déterminées par Ph. Legrand (1967) comme *Lingulella* (?) *pseudocrumena* D.P. Oehlert.	TA 3057
4	5,5 env.	CO_{13}	35	éboulis masquant, en partie, des grès-quartzites rougeâtres, tendres, à Scolithes, très voisins de ceux du niveau 3.	
3	12,0 env.	CO_{13}	34	grès-quartzite fin à très fin, légèrement feldspathique, micacé, à cassure rosée, à patine brune ou rougeâtre, à Scolithes, en bancs réguliers de 10 à 20 cm d'épaisseur ; ensemble tendre affleurant mal.	
2	9,0 env.	CO_{13}	34	grès-quartzite fin à très fin, micacé, à cassure rosée, à patine brun sombre ou rougeâtre, à Scolithes, en bancs de 5 à 25 cm, friable.	
1	2,0	?	?	non vu ; alluvions et éboulis.	
	34,5 env.	CO_{13}			

De ces deux coupes nous retiendrons quatre points principaux :

- *la discordance de ravinement du mur de la formation d'Abteilli.* OS remblaie une paléosurface d'érosion extrêmement irrégulière, creusée dans les grès-quartzites et les grès à Scolithes de CO_{13}.
- *la discordance de la base des grès-quartzites massifs*, qui constituent le couronnement des deux coupes (niveau 7 de la coupe 53 A et 8 et 9 de la coupe 53 B), sur les grès très fins et siltstones argileux sous-jacents. Dans la coupe 53 B ces faciès tendres affleurent probablement sous

les éboulis des niveaux 6 et 7.

La formation d'Abteilli apparaît donc comme constituée de plusieurs unités lithologiques (deux à Njakane) discordantes les unes sur les autres. Ce schéma se rapproche de celui proposé au Tagant pour des formations synchrones (O. Dia, J. Sougy et R. Trompette, 1969).

- *OS est lithologiquement varié.* Il comprend des grès-quartzites fins à très fins, plus rarement conglomératiques, des grès très fins et des siltstones argileux micacés renfermant localement des blocaux de grès-quartzite. Les faciès argileux, tendres, montrent fréquemment des figures de slumping qui indiquent que ces matériaux se sont mis en place par glissement. Cette diversité pétrographique s'oppose au caractère monotone du O_4 tel qu'il avait été décrit par Th. Monod (1952).
- *les galets cisaillés,* fréquents dans les formations tillitiques, par ailleurs non tectonisées, où ils traduisent les fortes pressions exercées par la glace sur des matériaux rigides, nous permettent, à titre d'hypothèse, d'attribuer une origine glaciaire à certains niveaux de OS.

3) Etude de la région d'Hanouk (fig. 148, 149 et 150)

Nous avons souligné au début de ce chapitre le grand intérêt de cette région décrite en détail par Th. Monod (1962). La profonde entaille de l'Oued Hanouk met à jour la discordance de ravinement, fort nette dans toute cette zone (fig. 148) et citée en référence dans "l'Essai de nomenclature et de caractérisation des principales structures sédimentaires" édité par la Chambre syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz naturel (1966, p. 17, fig. 13). A la sortie aval du défilé, sur la rive gauche, les grès-quartzites de OS débutent par un conglomérat à ciment de grès ferrugineux rouille et galets de grès-quartzite dominant, plus rarement de grès à Scolithes de CO_{13}, qui peuvent atteindre 20 cm de diamètre. Ce conglomérat, dont l'épaisseur est inférieure à 2 m, est lenticulaire.

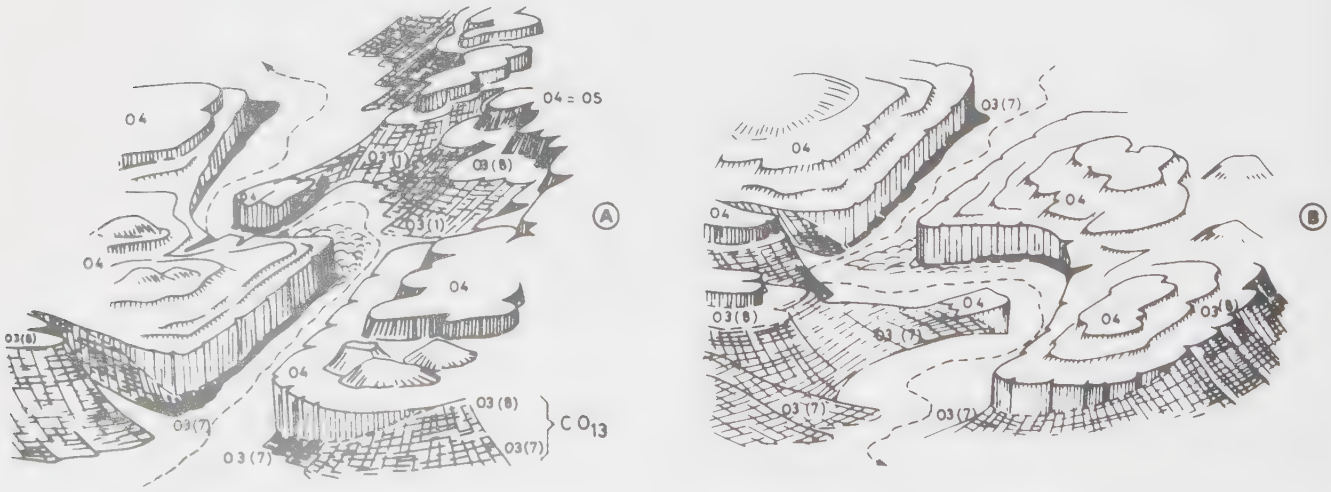


Figure 148 **Vue cavalière du défilé d'HANOUK d'après Th. MONOD (1962, fig.1 et 2)**
(A) de l'amont vers l'aval
(B) de l'aval vers l'amont

Sur la carte des environs de la région d'Hanouk et de Glat el Bil (fig. 149), on remarque la présence, au NW et au SE, de masses de OS ravinant plus ou moins les séries sous-jacentes (fig. 150) et qui donnent à cette zone un aspect chaotique, souvent difficile à interpréter. Ainsi un observateur placé dans l'Oued Ijerjatene, à proximité de la mare de Glat el Bil, voit les grès-

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'HANOUK ET DE GLAT EL BIL

d'après des levés inédits de Th. MONOD (1960-1961) et R. TROMPETTE (1961-1962)

0 2000 m env.

IV — Alluvions et recouvrement sableux

OS — Grès-quartzite massif à débit monumental

CO_{13} — Grès-quartzite et grès, fins, micacés à Scolithes

CO_{12}
- niv. 33 — Grès-quartzite fin
- niv. 32 — Siltstone et grès fin, argileux, micacés
- niv. 31 — Grès-quartzite hétérogranulaire
- niv. 27-30 — Grès-quartzite et grès, fins, argileux, micacés, à Scolithes

CO_{11} — Grès-quartzite fin à stratifications obliques

Discordance de ravinement

F — Faille

Pendage

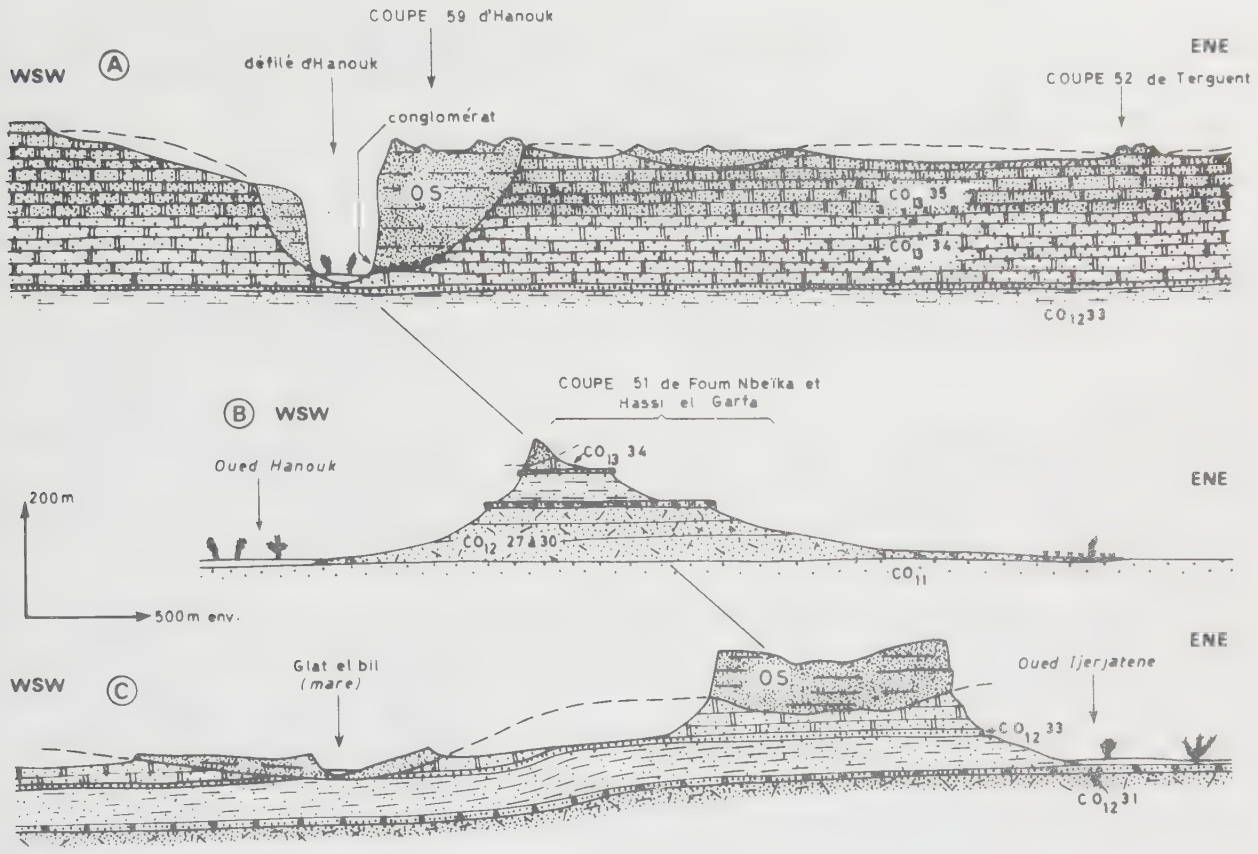
\+ Centre des photographies aériennes
294 mission El Gleïtat NF 28 XXIII
323 mission Faraoun NF 28 XXIV

(52) Coupe décrite dans l'étude statigraphique des séries 2 et 3

(A) Position des coupes structurales schématiques de la figure 150

Figure 149

quartzites de OS l'environner au niveau de l'Oued, mais aussi constituer quelque cent mètres plus haut le couronnement de CO_{13} (fig. 150, coupe C), alors que les couches sous-jacentes ne sont pas plissées.



COUPES SCHÉMATIQUES DU CORDON DE GRÈS-QUARTZITES DE OS ENTRE HANOUK ET GLAT EL BIL
(Emplacement des coupes et figurés identiques à ceux de la figure 149)

Figure 150

Les affleurements de grès-quartzites de la formation d'Abteilli s'ordonnent autour d'une épine dorsale orientée NW-SE au Nord de Foum Nbeïka et NNW-SSE de Glat el Bil à Foum Nbeïka (fig. 149). Ce grand serpentin de OS, assimilable aux structures dénommées "cordons" au Sahara central (S. Beuf, L. Montadert et J. Debyser, 1962), se ramifie et se complique à ses deux extrémités.

Dans toute cette zone, les grès-quartzites de OS ravinent les grès et grès-quartzites fins de CO_{13} (niveaux 34 et 35) ; dans la coupe A de la figure 150, le ravinement est de l'ordre de 200 m. Il semble que localement (coupe C de la figure 150) OS puisse reposer directement sur les niveaux CO_{12}, 33 ou CO_{12}, 30 à 32 ; ceci est déduit de cette coupe par construction et n'a pas été vérifié sur le terrain.

La discordance de ravinement de la base de la série 3 apparaît donc clairement dans la zone Hanouk - Glat el Bil. Les grès-quartzites de OS s'y comportent de deux façons très différentes. Le plus souvent, ils couronnent en apparente concordance une épaisse série de grès et grès-quartzites à Scolithes (CO_{13}) ; dans ce cas ils sont peu épais (coupe 52 de Terguent). Plus rarement, ils comblent de profonds et étroits chenaux creusés dans CO_{13} ; ils sont alors épais et leur base peut être marquée par un conglomérat sporadique (coupe 59 d'Hanouk).

4) Etude sommaire de l'Oued el Behair à hauteur d'Abteilli (fig. 151)

A la faveur des entailles de l'Oued el Behair et de ses affluents, la discordance de ravinement apparaît nettement dans le massif montagneux situé à l'Ouest du village d'Abteilli.

Le croquis panoramique de la figure 151, dressé à partir d'un montage photographique, montre, à la hauteur du village et sur la rive gauche de l'Oued el Behair, la formation d'Abteilli ravinant les grès à Scolithes de CO_{13}. C'est, avec la coupe 53 du Guelb Njakane, l'une des deux coupes caractéristique de OS en Adrar. La formation d'Abteilli y est épaisse et lithologiquement variée ; entre les deux barres de grès-quartzites représentées sur la figure 151, le talus mou est constitué de grès fins et de siltstones micacés souvent argileux, de shales finement détritiques avec de rares intercalations de grès-quartzite fin, dur.

Dans cette région, la discordance du mur de la formation d'Abteilli est visible en deux autres points :

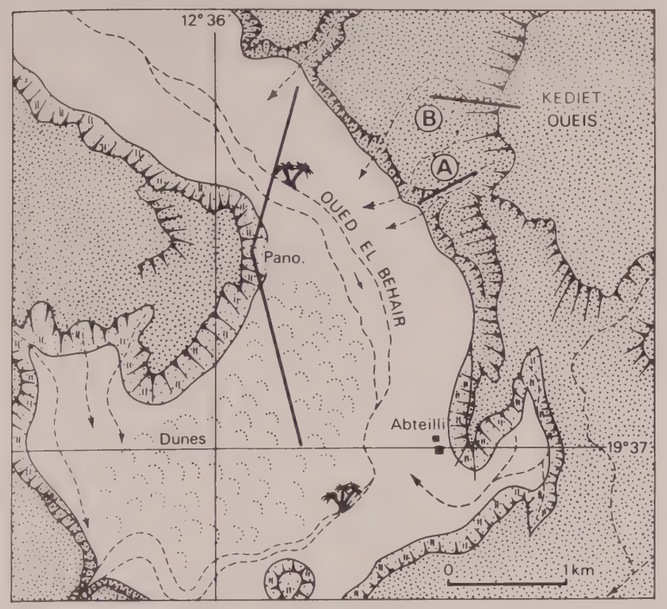
- à 3 km à l'WSW d'Abteilli, sur la rive gauche de l'Oued el Behair où les grès-quartzites massifs et ruiniformes de OS, qui couronnent les falaises avoisinantes, s'abaissent brusquement jusqu'au niveau du lit mineur de l'oued en tronquant la masse des grès à Scolithes de CO_{I3} (fig. I5I).
- à 10 km à l'WSW d'Abteilli, dans l'Oued Mfarich, affluent de rive droite de l'Oued el Behair. Le cours supérieur de cet oued, d'abord méridien, devient brusquement à peu près est-ouest. A hauteur de ce coude, la falaise de rive droite montre une discordance angulaire nette entre les grès à Scolithes de CO_{13} plongeant de 8 à 12° vers l'WSW et les grès-quartzites subhorizontaux du couronnement de la falaise. Cette discordance est bien visible, tant sur le terrain que sur la mosaïque aérienne (mission NE 28 XXIV, photographies 329 et 330). Les bancs durs et en saillie de grès à Scolithes de la partie supérieure de CO_{13} sont tronqués par la formation d'Abteilli.

B - CONCLUSIONS

Ces trois exemples montrent la réalité et la généralité de la "discordance de ravinement" de la base de la série 3. Mais le ravinement proprement dit est un phénomène exceptionnel ; en général il y a apparente concordance entre OS et CO_{13}. Lorsque le ravinement existe, il est brutal ; assez souvent il est lié à des corps sédimentaires gréseux, allongés, apparentés aux cordons décrits au Sahara central.

Ces trois coupes montrent aussi la variété lithologique de la formation d'Abteilli (OS), constituée de grès-quartzites mais aussi de niveaux plus tendres, siltstones et shales, localement à blocaux. Le O_4 homogène, constitué uniquement de grès-quartzites à débit monumental, tel que l'avait décrit Th. Monod (1952 et 1962), s'avère, à la faveur des études récentes, beaucoup plus varié et complexe.

CROQUIS DE POSITION



Photographie aérienne I.G.N. NF 28XXIV n° 332

CROQUIS PANORAMIQUE DE L'OUED EL BEHAIR A HAUTEUR D'ABTEILLI MONTRANT LA DISCORDANCE DE RAVINEMENT DE OS SUR CO_{13}

Les figurés du croquis de position sont identiques à ceux de la figure 149
Les coupes A et B sont décrites dans la figure 152

KEDIET OUEÏS

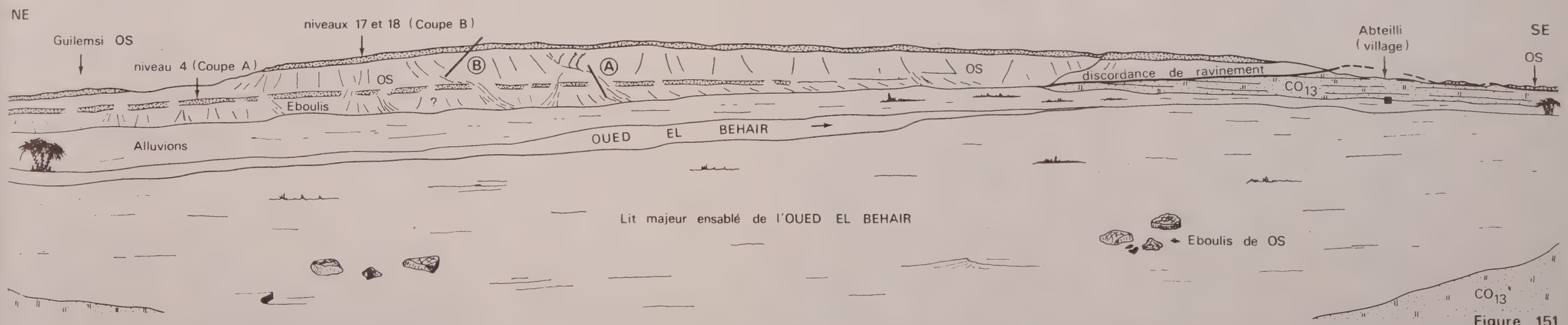


Figure 151

Chapitre II

ETUDE DE LA FORMATION D'ABTEILLI

La formation d'Abteilli OS est stratigraphiquement bien définie, puisque comprise entre la discordance de ravinement du mur de la série 3 et la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig S dont la base est datée en Adrar du Llandovery inférieur-moyen.

OS est une formation détritique, en général constituée de sédiments relativement évolués, assez bien classés, à granulométrie fine à moyenne, beaucoup plus rarement grossière ou conglomératique (argilite à blocaux de la coupe 53 A du Guelb Njakane). Ces caractéristiques pétrographiques sont assez inattendues pour une formation qui comble une paléotopographie mouvementée et que nous montrerons être, en majeure partie, d'origine glaciaire.

Les conditions d'affleurement sont assez souvent médiocres. Les éboulis sont abondants ; les couches dures s'affaissent sur les couches tendres sous-jacentes, les masquant en partie ou en totalité. Les bonnes coupes sont rares ; nous en décrirons six, en plus de celle du Guelb Njakane qui figure dans le chapitre I. Nous débuterons par celle d'Abteilli qui, avec la coupe de Njakane, constitue l'une des deux coupes type de la formation d'Abteilli, OS.

I - DESCRIPTION DES COUPES

1) Coupes 54 A et B d'Abteilli - Oued el Behair (fig. 152)

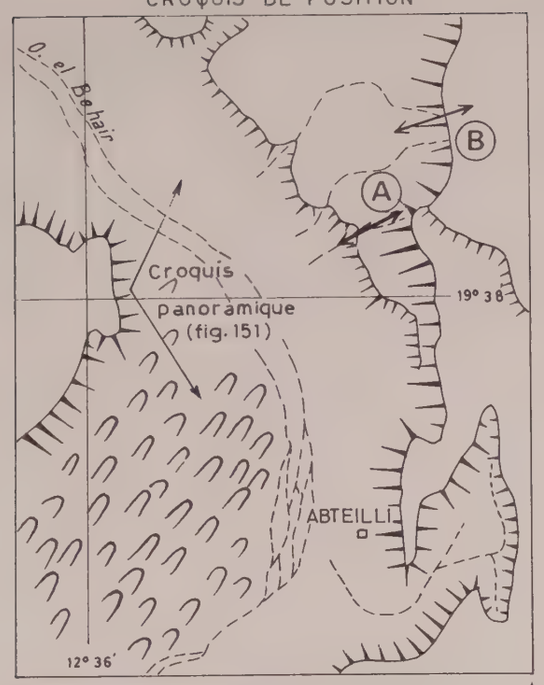
Dans cette région la discordance de ravinement de la base de la série 3 est bien visible (fig. 151). OS est lithologiquement varié et englobe, notamment dans sa partie supérieure, des faciès argileux tendres.

- Coupe 54 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
15	0,3	OS		grès-quartzite fin à très fin, légèrement feldspathique, à cassure grisâtre avec nombreuses mouches rouille ou vertes de 0,3 à 0,4 mm, à patine brun noir, à stratifications obliques ; faciès voisin de celui du niveau 14 mais plus dur.	
14	1,5 à 1,8	OS		grès fin à très fin, feldspathique, légèrement micacé, à cassure grisâtre à ocre, à patine verdâtre ou rougeâtre, friable, à débit anarchique, à stratifications obliques et à figures de slumping.	

13	3,0 env.	OS		éboulis avec rares bancs de grès-quartzite fin à très fin, feldspathique.	
12	1,5	OS		grès-quartzite fin à très fin, à cassure blanchâtre avec des mouches rouille de 0,3 mm ; forme un banc massif, dur, à patine grisâtre, à débit en parallélépipèdes aux arêtes émoussées.	
11	8,0 env.	OS		grès-quartzite fin à très fin, à cassure grisâtre, à patine brun noir, en bancs de 20 à 40 cm, à rares stratifications obliques ; affleure mal dans sa partie inférieure.	
10	11,0	OS		grès-quartzite fin à très fin, feldspathique, à cassure grisâtre, à patine brun foncé, en bancs massifs atteignant 1 m d'épaisseur, à très nombreuses stratifications obliques arrangées probablement en faisceaux.	TA 3051 L.M.
9	6,5	OS		grès-quartzite fin à très fin, légèrement feldspathique, à cassure grisâtre à brun clair, à patine brun foncé, en bancs de 20 à 80 cm, à rares stratifications obliques ; affleure assez mal.	
8	8,5	OS		éboulis.	
7	4,0	OS		grès-quartzite fin à très fin, feldspathique, à cassure grisâtre à brun clair avec mouches et amas dendritiformes de fer et (ou) de manganèse, en bancs massifs à patine brun noir, à stratifications obliques et à figures évoquant des fractures en gradins (Pl. photo. XXII B).	
6	6,0	OS		grès fin, micacé, tendre, à cassure ocre clair, à patine ocre ou brun rougeâtre, à débit anarchique, à stratifications obliques de petite taille ; rares intercalations de grès-quartzite, fin, feldspathique, dur, à cassure grisâtre avec mouches rouille de 0,3 mm, à patine noire, en bancs durs de 25 cm d'épaisseur.	
5	14,5	OS		éboulis avec pierres volantes du niveau supérieur.	
4	7,5 env.	OS		grès-quartzite fin, à cassure blanche avec des taches rouille de 0,3 à 0,4 mm, à patine brune, à stratifications obliques dont certaines assemblées en faisceaux ou gouttières ; en bancs massifs pouvant atteindre 1 m d'épaisseur.	TA 854 L.M.
	72,5 env.	OS			
3	25,0 env.	CO_{13}?		éboulis de grès-quartzite, certains de grande taille, masquant probablement des grès fins, micacés, rougeâtres, tendres, à Scolithes, identifiés seulement en pierres volantes.	
2	8,5 env.	CO_{13}?		cône de déjection d'un petit oued ; éboulis mieux classés, et de plus petite taille.	
1	2,0 env.	CO_{13}?		sable brun formant les terrasses du lit majeur de l'Oued el Behair.	
	35,5 env.	CO_{13}?			

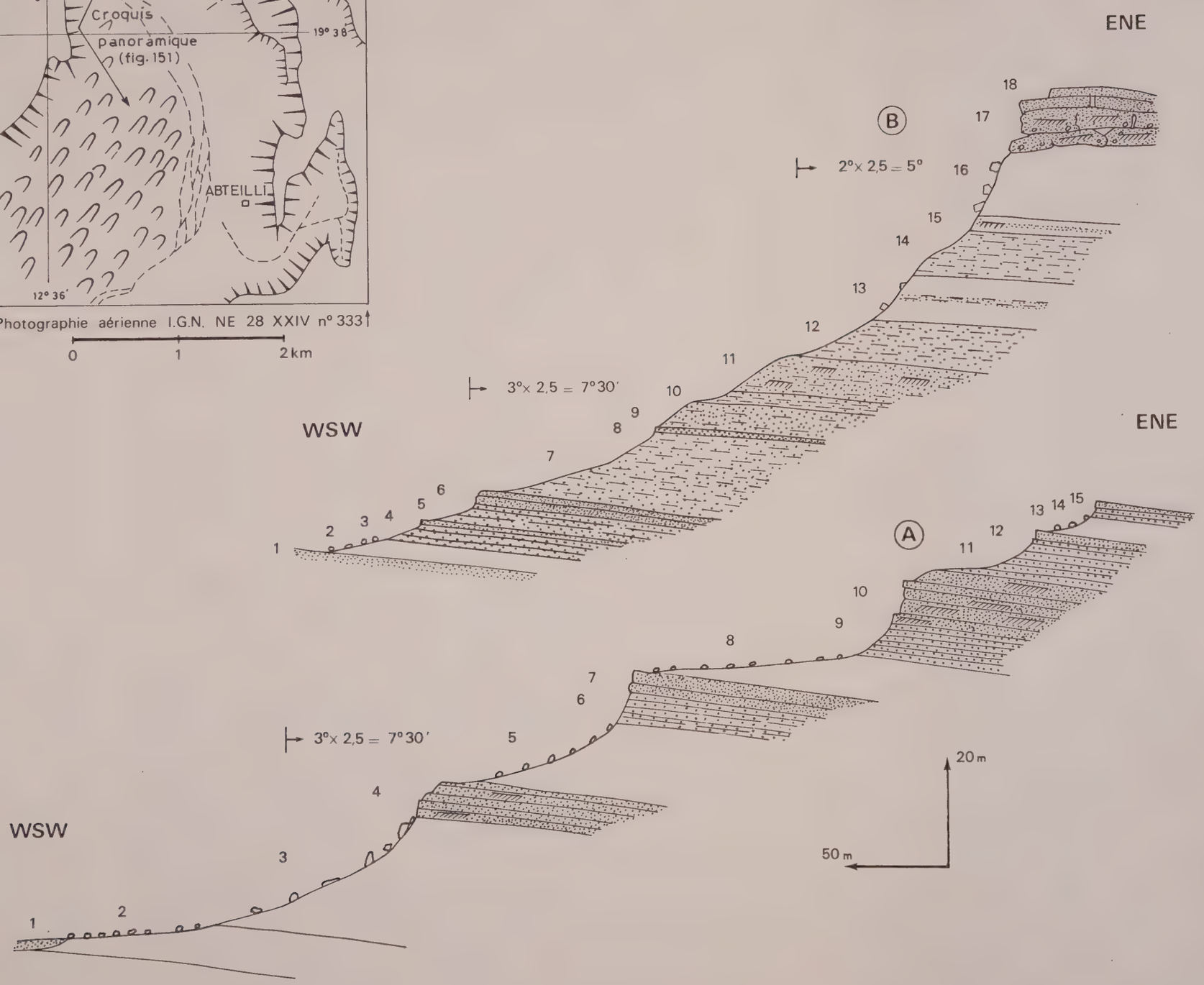
CROQUIS DE POSITION



Photographie aérienne I.G.N. NE 28 XXIV n° 333

0 1 2km

COUPES 54 A ET B DE OS DANS L'OUED EL BEHAIR A HAUTEUR D'ABTEILLI



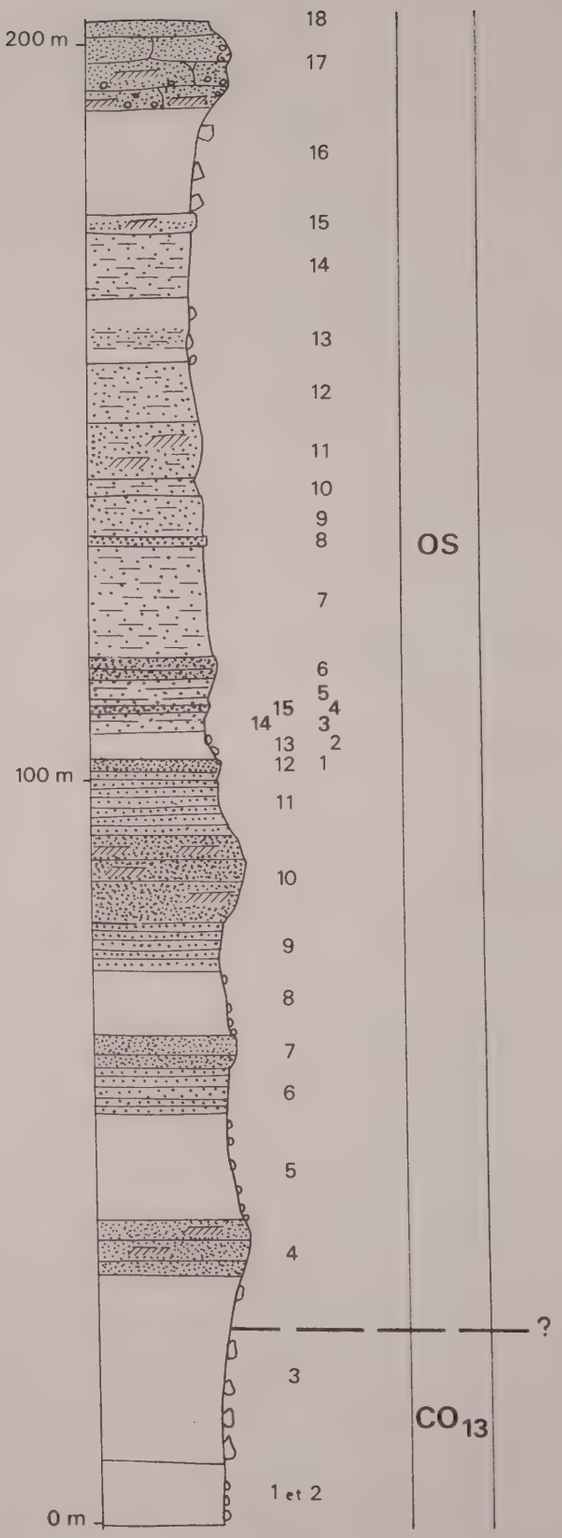


Figure 152

- Coupe 54 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
18	2,0 env.	OS		grès-quartzite fin, légèrement ferrugineux, mauve, piqueté de nombreux petits trous.	
17	10,0 env.	OS		grès-quartzite fin, à cassure blanchâtre, avec nombreuses mouches rouille de 1 à 2 mm, souvent évidées ; à la base quelques mètres de grès-quartzite fin à moyen, à passées conglomératiques, à cassure blanchâtre, à patine grisâtre, en bancs massifs à grandes stratifications obliques.	
16	14,0 env.	OS		éboulis monumentaux de grès-quartzite ; l'épaisseur est approximative, les grès-quartzites du niveau 17 s'effondrant sur les horizons sous-jacents plus tendres.	
15	3,0	OS		rares affleurements de grès fin, tendre, jaunâtre, à stratifications obliques.	
14	9,0	OS		shale micacé, finement détritique, jaunâtre, à débit en esquilles ou en fines plaquettes avec de rares bancs plus durs de grès fin, micacé, argileux, à stratifications obliques.	
13	9,0	OS		grès très fin à siltstone, micacé, plus ou moins argileux, verdâtre, à jaunâtre, à stratifications obliques ; affleure mal sous des éboulis de grès-quartzite du niveau 17.	
12	8,5	OS		grès très fin, argileux, micacé, jaunâtre, avec quelques passées franchement argileuses, plus tendres ; nombreuses stratifications obliques.	
11	7,5	OS		grès très fin à siltstone micacé, plus ou moins argileux, à patine jaunâtre à verdâtre, à très nombreuses stratifications obliques de petite taille et à nombreux enduits noirs de manganèse.	
10	2,5	OS		shale micacé, légèrement silteux, en plaquettes, affleurant mal.	
9	5,5	OS		grès à grès-quartzite très fin et siltstone, feldspathiques, argileux, micacés, tendres, à cassure et patine ocre, verdâtre, brunâtre, rougeâtre, à très nombreuses stratifications obliques de petite taille et à enduits noirs de manganèse.	TA 3053 L.M.
8	0,8 env.	OS		grès-quartzite fin à très fin, à très nombreuses mouches rouille et vertes de 0,8 mm lui donnant un aspect piqueté.	
7	15,0 env.	OS		shale pélitique, micacé, à cassure verdâtre ou ocre, à patine brune, à nombreux dendrites de manganèse, avec quelques intercalations plus dures de grès argileux, micacé, à stratifications obliques.	TA 3052 L.M.
6	2,5 à 3,0	OS		grès-quartzite fin à très fin, à cassure verdâtre, avec de nombreuses mouches rouille de 0,4 mm et quelques intercalations tendres de grès argileux ; patine noirâtre formée par un mélange d'oxydes et d'hydroxydes de fer et de manganèse.	

5	4,0 env.	OS		grès fin à très fin, micacé, friable, à cassure verdâtre et à nombreuses stratifications obliques.	
4	0,5 env.	OS		grès-quartzite fin à très fin, légèrement micacé, à nombreuses et minuscules mouches rouges, à stratifications obliques, à patine verdâtre à noire ; équivalent du niveau 15 de la coupe 54 A.	
3	4,0 env.	OS		grès très fin à siltstone, micacé, à cassure verdâtre à jaunâtre avec de nombreuses et très petites mouches rouges, à stratifications obliques et à débit en masses feuilletées irrégulières.	
2	3,0 env.	OS		éboulis.	
1	1,0	OS		grès-quartzite fin, toit du niveau 12 de la coupe 54 A.	
	102,0 env.	OS			

L'épaisseur de OS, déduite de ces deux coupes, est de 166 m. Ce chiffre est proche de l'épaisseur totale de la formation d'Abteilli qui doit être, dans cette région, de l'ordre de 180 m. En effet dans la coupe 54 A le niveau 3 renferme des pierres volantes de CO_{13}, alors que l'équivalent du niveau 18 de la coupe 54 B supporte directement, dans la coupe 66 de l'Oued Sbaya (fig. 169), les shales à Graptolites du Llandovery moyen.

La base de OS est essentiellement formée de grès-quartzites fins à très fins. Dans la partie moyenne (coupe 54 B) dominent des faciès plus tendres : grès fins à très fins et siltstones argileux, micacés, de couleur verdâtre à jaunâtre, avec des intercalations de shales finement détritiques. Ces faciès sont caractérisés par la grande abondance des stratifications obliques de petite taille.

Un peu à l'Est de ces coupes, dans le lit d'un petit oued, on peut observer, au sein de OS, de très belles fractures en gradins (pl. photo. XXII B).

Les conditions d'affleurement sont trop mauvaises pour que l'on puisse déterminer s'il existe, comme au Guelb Njakane, des discordances internes entre les diverses unités lithologiques qui constituent OS. Toutefois, il semble que les niveaux 17 et 18 de la coupe 54 B puissent reposer directement sur les grès et grès-quartzites à Scolithes de CO_{13}.

2) Coupe 55 A d'Idguiguine (fig. 167)

Cette coupe a été relevée dans la dépression d'Idguiguine qui se situe à environ 14 km au SSW du Guelb Njakane. La deuxième partie de la coupe (55 B), qui intéresse la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig S, sera décrite dans le chapitre III (p.468).

- Coupe 55 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	1,5	OS		grès-quartzite moyen, à cassure et patine brune, bien lité, en bancs de 5 à 30 cm ; forme une pseudo-surface structurale bien nette.	TA 744 L.M.
8	7,5	OS		grès-quartzite fin à moyen, à cassure saccharoïde, à stratifications obliques et à tubulures verticales qui sont probablement des Scolithes ; quelques passées conglomératiques à quartz de 1 à 2 cm.	TA 742 L.M.
7	1,5	OS		éboulis de grès-quartzite des niveaux supérieurs.	
6	1,5	OS		grès-quartzite fin, à cassure claire, saccharoïde, à patine sombre, bien lité, en bancs de 15 à 30 cm d'épaisseur.	TA 741 L.M.
5	0,5	OS		grès-quartzite fin à moyen, avec des passées micro-conglomératiques à quartz millimétriques, friable, à patine rougeâtre.	
4	12,5	OS		grès fin à très fin argileux, micacé, verdâtre, plus rarement mauve, à nombreuses stratifications obliques et à figures de slumping ; quelques intercalations de shale finement détritique, verdâtre, plus abondantes à la base.	
3	1,5	OS		siltstone feldspathique, micacé, à ciment argileux, formant un banc plus dur caractérisé par de très nombreuses figures de slumping.	TA 740 L.M.
2	3,0	OS		shale micacé, finement détritique, vert moutarde, à figures de slumping ; affleure mal sous des éboulis de grès-quartzite.	
1	4,0	OS ?		éboulis, non vu.	
	33,5	OS			

La lithologie du sommet de OS est voisine de celle de la coupe 54 B d'Abteilli. Au-dessus du niveau 9, après 2 m de non vu, affleurent les shales à Graptolites du Llandovery moyen (coupe 55 B).

3) Coupes 56 A, B et C du Guelb el Mouch et de Hassi Boueybe (fig. 172)

Cette coupe a été levée à l'extrémité sud du massif de Tamga, là où Th. Monod (1952) a défini les grès de Tamga O_4. Dans cette coupe les affleurements de la série 3 sont largement étalés. Nous en établirons la stratigraphie à partir de 6 petites coupes dont les trois premières (56 A, B et C) intéressent OS et les trois dernières (56 D, E et F) les shales à Graptolites de l'Oued Chig S (voir p. 484).

- Coupe 56 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
4	9,5 env.	OS		grès-quartzite fin à moyen, avec rares quartz arrondis de 0,8 mm, à cassure blanche, à patine noire ; débit caractéristique en grandes gueuses aux arêtes émoussées.	TA 1081 L.M.
3	9,0 env.	OS		grès-quartzite fin à moyen, à patine noire, bien lité, en bancs de 15 à 60 cm ; forme un replat bien net.	
2	5,0 env.	OS		deux bancs massifs de grès-quartzite fin à moyen, feldspathique, à cassure ocre, à patine grise ou noire, à débit en masses arrondies ; la stratification est irrégulière, les bancs se ravinent.	
1	6,0 env.	OS		grès-quartzite fin, à patine grise ou noire, en bancs de 10 à 80 cm d'épaisseur, à stratification ondulée.	
	29,5 env.	OS			

- Coupe 56 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	6,5 env.	OS		grès-quartzite fin, avec quelques passées conglomératiques à quartz centimétriques, à cassure ocre à brun clair, à débit en grandes gueuses aux arêtes émoussées, et à très nombreuses stratifications obliques assemblées en faisceaux et gouttières de plusieurs mètres de long (fig. 157).	TA 1085 L.M.
6	3,0	OS		grès-quartzite fin, à cassure brun clair et mouches rouille, à patine sombre, bien lité en bancs de 15 à 60 cm d'épaisseur.	
5	20,5	OS		éboulis de grès-quartzite.	
4	4,5	OS		grès très fin à siltstone, légèrement feldspathique, micacé, à ciment argileux, à cassure blanchâtre, à patine ocre, verdâtre ou rougeâtre, et à très nombreuses stratifications obliques et figures et slumping.	TA 1084 L.M.
3	18,5	OS		shale finement détritique, micacé, fissile, mauve à rares passées vertes, avec quelques intercalations de grès hétérogranulaire, légèrement micacé, rougeâtre ou mauve, à quartz arrondis millimétriques.	TA 1082 TA 1083 L.M.
2	7,0	OS		éboulis ; non vu.	
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin à moyen, à débit en grandes gueuses aux arêtes arrondies ; équivalent du niveau 4 de la coupe 56 A.	
	61,0 env.	OS			

- Coupe 56 C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	7,5 env.	OS		grès-quartzite fin à moyen, légèrement feldspathique, à cassure piquetée de mouches rouille de 0,3 à 0,4 mm, à patine noire, en bancs massifs pouvant dépasser 1 m d'épaisseur, à débit en grands parallélépipèdes aux arêtes émoussées ; au toit quelques tubulures verticales, longues de quelques centimètres, qui sont probablement des Scolithes.	TA 1088
6	7,5	OS		grès-quartzite très voisin de celui du niveau 7, mais affleurant mal, en partie masqué par des éboulis.	
5	7,5	OS		éboulis ; non vu.	
4	1,5 à 2,0	OS		grès-quartzite très fin, friable, à cassure ocre ou gris verdâtre, à patine brune.	TA 1087 L.M.
3	8,0 env.	OS		rares affleurements de grès-quartzite très fin, légèrement feldspathique, un peu micacé, à cassure ocre à brun clair, à patine brunâtre, à nombreuses stratifications obliques de petite taille et à débit en plaquettes.	
2	3,5	OS		grès-quartzite fin à moyen, à patine noire, formant une petite falaise en avant de la coupe.	TA 1086 L.M.
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin, avec quelques passées conglomératiques à quartz centimétriques, à débit en grandes gueuses aux arêtes arrondies ; équivalent du niveau 7 de la coupe 56 B.	
	36,5 env.	OS			

Au toit du niveau 7 de la coupe 56 C affleurent les shales à Graptolites du Llandovery moyen-supérieur (coupe 56 D).

L'épaisseur de OS, déduite de ces trois coupes, est d'environ 125 m. Les grès-quartzites sont le faciès le mieux représenté. Cependant dans la coupe 56 B apparaissent des shales fissiles assez voisins du faciès shales à Graptolites ; ils n'ont pas livré de fossiles.

4) Coupe 57 A de Mermedha (fig. 175)

Cette coupe, levée sur le flanc est du vaste synclinorium de Dlhaïet Mermedha, est schématique. Les épaisseurs sont approximatives, notamment celle du niveau 5 qui est très étalé (750 m environ de largeur d'affleurement).

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
15	5,0	OS		grès-quartzite fin à moyen, à cassure blanchâtre, à patine grisâtre, à débit en parallélépipèdes aux arêtes émoussées.	TA 946 L.M.
14	24,0	OS		éboulis de grès-quartzite et placages sableux.	

13	24,0	OS		grès-quartzite moyen à grossier, avec très nombreux quartz millimétriques, voire centimétriques, à cassure blanchâtre, à patine grise, brune ou noire, à stratifications obliques et à débit en masses arrondies.	TA 944
12	1,5 à 2,0	OS		éboulis ; non vu.	
11	1,0	OS		grès-quartzite fin, feldspathique, à cassure ocre clair, à patine sombre, bien lité.	
10	8,0	OS		éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
9	13,0 env.	OS		grès-quartzite fin, feldspathique, à cassure blanchâtre, à patine sombre, bien lité à la base, à débit en grandes gueuses aux arêtes arrondies au sommet.	TA 942
8	9,0	OS		éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
7	4,0	OS		grès à grès-quartzite fin, feldspathique, légèrement micacé, à cassure ocre, à patine brunâtre, à débit en plaquettes, avec quelques stratifications obliques.	TA 941
6	2,0	OS		éboulis.	
5	120,0 env.	OS		grès-quartzite généralement fin, parfois moyen, à patine sombre, brune ou noire, sans stratification bien marquée, à débit en boules ou en parallélépipèdes aux bords arrondis ; affleurements chaotiques s'étalant sur plus de 750 m.	
4	3,0	OS		grès-quartzite conglomératique, à quartz centimétriques et à nombreuses empreintes de galets mous.	
	215,0 env.	OS			
3	9,0	CO_{13}		éboulis de grès-quartzite de OS.	
2	6,0	CO_{13}		grès à grès-quartzite fin, légèrement micacé, à Scolithes, rougeâtre, tendre.	
1	6,0	CO_{13}		grès-quartzite fin, à grands Scolithes, à patine sombre en bancs durs de 10 à 25 cm d'épaisseur.	
	21,0	CO_{13}			

OS, épais d'environ 215 m, est essentiellement formé de grès-quartzite. Le niveau 15 est directement surmonté (coupe 57 B) par les shales à Graptolites du Llandovery moyen.

5) Coupe 58 d'El Ahguid (fig. 178)

Nous n'étudierons ici que la base de cette coupe, dont le sommet sera décrit dans le chapitre III (voir p. 499).

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
5	3,5	S		grès-quartzite fin à très fin, légèrement kaolinique, à cassure blanchâtre, ocre ou mauve, à patine grisâtre, à Scolithes peu nets de 1 cm de diamètre et à empreintes de Graptolites pas vraiment déterminables qui évoquent des *Saetograptus* (?).	TA 1895 L.M.
4	6,0	S ?		éboulis de grès-quartzite.	
3	8,0	S ?		alluvions d'un affluent de l'Oued Louebde.	
2	27,0 env.	OS		grès-quartzite fin, à cassure blanchâtre saccharoïde, à patine grise, en bancs épais à débit en boules ou en parallélépipèdes, formant dans la partie supérieure une pseudo-surface structurale ; au toit de certains bancs, des empreintes en creux de demi-cylindres de 1 cm de diamètre moyen, sinueux, annelés, évoquant des Vers et de rares Scolithes.	TA 1894 L.M.
1	8,0 et plus	CO_{13}	35	grès-quartzite fin, à grands Scolithes filiformes, en bancs de 10 à 15 cm.	

Cette coupe, différente des précédentes, montre un OS peu épais et formé uniquement de grès-quartzites fins.

6) Coupe schématique 59 d'Hanouk (fig. 149 et 150)

Cette coupe, dont l'emplacement est indiqué sur la carte de la figure 149, est schématique ; les hauteurs ont été grossièrement mesurées à l'altimètre.

A environ 700 à 800 m à l'Est de la base de cette coupe, au niveau du lit de l'oued, on observe le contact de OS sur CO_{13}. Ce contact, bien dégagé, est souligné par un conglomérat de base lenticulaire atteignant localement 2 m d'épaisseur (fig. 150 A). Le ciment, ocre à jaune, est argilo-ferrugineux. Les éléments arrondis, plus rarement anguleux, peuvent dépasser 25 cm de diamètre ; ce sont des grès, de très rares grès à Scolithes et des grès-quartzites. Dans le détail la surface ravinée de CO_{13} est très irrégulière, accidentée de petites crevasses étroites et profondes et de petites buttes à pente raide.

On peut distinguer dans la coupe 59 trois tronçons. Une première falaise subverticale, haute de 70 m environ, difficile à franchir, qui démarre au niveau du lit ensablé de l'oued et se termine par une terrasse très nette entaillée à même les grès-quartzites. Ensuite une falaise moins abrupte, haute de 60 m environ, couronnée par un replat beaucoup moins marqué que celui de la terrasse inférieure. La partie supérieure, haute d'une soixantaine de mètres, offre une pente beaucoup moins raide.

Dans cette coupe, épaisse d'environ 190 m, pétrographiquement homogène, six échantillons ont été prélevés, de haut en bas :

à + 185 m TA 468 : grès-quartzite fin, à cassure blanche à passées rosées, saccharoïde, à patine gris brun et à débit en boules.

à + 140 m TA 467 : grès-quartzite hétérogranulaire, avec localement des galets de quartz pouvant atteindre 2 cm, à stratification fruste, à débit arrondi, à cassure rosée, blanche ou verdâtre très clair, à patine brun fauve.

à + 90 m TA 466 : grès-quartzite moyen, à petites galettes d'oxydes et d'hydroxydes de fer pulvérulents assez souvent évidées, à cassure rosée à blanc verdâtre, à patine fauve.

à + 65 m TA 465 : grès-quartzite hétérogranulaire, massif, à cassure blanche à rosée, à patine brun noir, à stratification fruste et à débit en grosses boules.

à + 25 m TA 464 : grès-quartzite fin, à cassure cassonade, à patine brune, en bancs de 1 m d'épaisseur moyenne.

à + 10 m TA 463 : grès-quartzite fin, légèrement feldspathique, à cassure saccharoïde brune à blanchâtre, à patine brun noir, en bancs de 0,25 m environ, à débit en boules.

Le faciès dominant, dans cette coupe lithologiquement homogène, est un grès-quartzite fin à moyen, bien classé, assez évolué, à rares et fines passées grossières. La stratification est souvent fruste ; le débit en boules est fréquent. L'épaisseur mesurée, de 190 m, est très voisine de l'épaisseur totale de OS que l'on peut évaluer à environ 225 m. C'est la plus forte épaisseur observée en Adrar. Ces données, comparées à celles de la coupe 58 d'El Ahguid, où les grès-quartzites de OS ne sont épais que de 27 m, montrent les grandes et brutales variations de puissance de la formation d'Abteilli.

II - SYNTHESE DES DONNEES DE TERRAIN

1) Distinction de plusieurs faciès

Il est difficile d'établir un log stratigraphique de la formation d'Abteilli, du fait notamment de la rareté des bonnes coupes et de l'importance des phénomènes de ravinement souvent en partie masqués. Schématiquement, on peut distinguer trois faciès principaux, deux au plus se trouvant associés dans une même coupe ; ce sont :

a) *des grès-quartzites* durs, massifs, assez souvent mal ou pas stratifiés, à débit monumental (Zerga, Hanouk)

b) *une alternance irrégulière de grès-quartzites, de siltstones et de shales* (coupes 54 et 56 d'Abteilli, de l'Oued el Behair et du Guelb el Mouch - Hassi Boueybe)

c) *des shales silteux et siltstones argileux* pouvant renfermer des blocaux et de rares intercalations plus dures de grès-quartzites ou de siltstones à grès très fins (coupe 53 du Guelb Njakane).

Nous examinerons rapidement les caractéristiques de ces trois faciès.

a) *Les grès-quartzites* sont généralement fins, plus rarement moyens ; les passées hétérogranulaires ou grossières sont rares. Ils sont massifs et, à l'exception de quelques passées bien litées, sont généralement mal ou non stratifiés, ce qui explique leur débit monumental en énormes blocs souvent arrondis d'aspect ruiniforme (débit moruloïde). Les stratifications obliques sont rares et généralement assemblées en gouttières peu profondes et larges. L'épaisseur de ces grès-quartzites varie de quelques dizaines de mètres (coupe 58 d'El Ahguid) à plus de

200 m (région d'Hanouk). C'est le faciès le plus répandu puisque il a été retrouvé, plus ou moins développé, dans *toutes* les coupes étudiées.

b) *L'association grès-quartzites, siltstones, shales* caractérise les coupes 54 et 56. Une sédimentation fine et tranquille y fait alterner des grès-quartzites généralement fins, des grès fins à très fins, des siltstones souvent micacés et des shales pélitiques ou silteux. A la base de la coupe 54 A d'Abteilli les grès-quartzites constituent le faciès dominant.
A l'échelle de la coupe, les différents horizons apparaissent comme parfaitement concordants. Les stratifications obliques sont abondantes, parfois organisées en chenaux ou gouttière (fig. 157), comme dans la coupe 56 du Guelb el Mouch ; au sommet de la coupe 54 B d'Abteilli, les figures de slumping sont nombreuses dans les faciès tendres.

c) Dans la coupe de Njakane (fig. 147), OS est constitué essentiellement de *siltstones argileux et de shales silteux* verdâtres et ocre à rares intercalations gréseuses plus dures. Cet ensemble, souvent mal stratifié, à nombreuses figures de slumping, renferme, dans sa partie inférieure, des galets de grès-quartzite très fin pouvant atteindre 10 cm. Ces galets sont cisaillés ; le plan de cisaillement est généralement oblique à l'allongement ; les deux parties du galet sont décalées et recimentées. Par ces caractères, ce faciès à dominante argileuse peut être rapproché des tillites (absence de classement, stratification floue ou absente, présence de galets dont certains sont cisaillés.

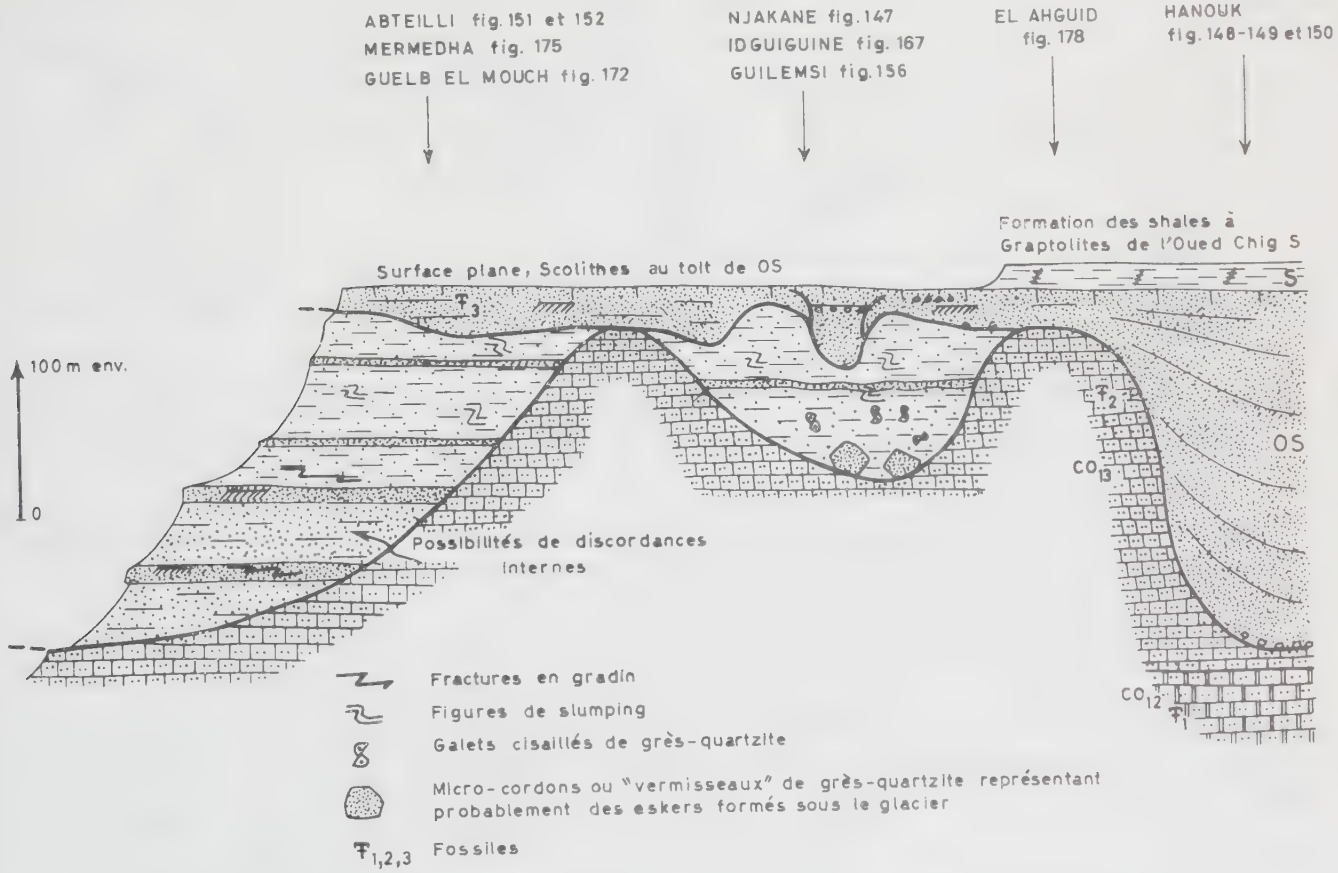


SCHÉMA STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION D'ABTEILLI OS EN ADRAR DE MAURITANIE

Figure 153

L'assemblage dans l'espace de ces trois faciès est difficile à reconstituer. Chacun d'eux peut reposer directement sur le substratum de grès à Scolithes (CO_{13} ou CO_{12}). Cependant, le faciès grès-quartzite massif qui, nous l'avons vu, est présent dans toutes les coupes, forme tou-

jours le couronnement de la formation d'Abteilli (fig. 153), ravinant plus ou moins les formations sous-jacentes plus tendres. Par contre, il est difficile, à partir des 7 coupes décrites, de préciser les relations existant entre les shales et siltstones à blocaux de la coupe 53 du Guelb Njakane et l'alternance grès-quartzite, siltstone et shale des coupes 54 et 56 d'Abteilli et du Guelb el Mouch. Leurs caractéristiques sédimentologiques dissemblables laissent penser qu'il ne s'agit pas de deux faciès hétéropiques, mais bien de deux ensembles sédimentés à des moments différents de l'histoire de la formation d'Abteilli.

2) Etude géomorphologique de la formation d'Abteilli ; présence d'une paléotopographie glaciaire à sa base

Nous avons eu l'occasion dans le chapitre I de montrer l'irrégularité de la surface sur laquelle s'est déposée la formation d'Abteilli. Dans ce paragraphe nous décrirons les principaux corps et structures sédimentaires de cette formation OS. La plupart sont caractéristiques d'un environnement glaciaire.

a) Les structures kilométriques

L'examen de la carte de la figure 154, qui représente les principaux affleurements de la formation d'Abteilli en Adrar, montre de grands serpentins à tracé sinueux, parfois subrectiligne, faisant assez souvent saillie dans le paysage. Ces structures gréseuses paraissent très voisines de celles décrites au Sahara central, sous le nom de méga-cordons ou chenaux, par S. Beuf, L. Montadert et J. Debyser (1962), S. Beuf, J. Debyser, O. Gariel et L. Montadert (1966), par P. Rognon, O. de Charpal, B. Biju-Duval et O. Gariel (1968) et par S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971).

L'homogénéité de ces structures, qui se dégage d'une étude rapide, ne résiste pas à un examen détaillé. Il est nécessaire, en Adrar de Mauritanie, de subdiviser ces corps sédimentaires en trois ensembles :

- des serpentins du type de Hanouk, à flancs abrupts, qui évoquent par leur morphologie des paléovallées fluviatiles ou plus vraisemblablement glaciaires ou fluvio-glaciaires (fig. 148, 149 et 150).
- des serpentins du type de Zerga dont la sole est relativement plane et qui, assez souvent, sont isolés en avant du tassili de OS (pl. photo. XX).
- des cordons de plus petite taille, d'allure et d'orientation plus désordonnées, reposant sur un substratum tendre de shales (région de Njakane, pl. photo. XXI).

Sur les photographies aériennes, ces trois types de structures se reconnaissent à leurs bordures nettes, tranchées, souvent abruptes, notamment dans la zone montagneuse et découpée d'Azizeka Abteilli où les bords des cordons conservent dans tous les cas un tracé rectiligne. Les grès-quartzites qui constituent la partie supérieure du cordon sont, sur photographies, sombres, d'aspect chagriné, et découpés en parallélépipèdes par au moins deux systèmes de diaclases (pl. photo. XX). Localement, dans les cordons du type de Zerga, se développe une série de fines striations, parallèles à l'allongement de la structure principale, qui peuvent atteindre plusieurs kilomètres de longueur ; il s'agit probablement d'une famille de diaclases particulièrement bien marquée.

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FORMATION GLACIAIRE D'ABTEILLI OS DANS LA PARTIE TABULAIRE DE L'ADRAR DE MAURITANIE : PRINCIPAUX FACIÈS ET STRUCTURES

0 — 25 km

OS — Faciès grès-quartzite massif

Faciès grès-quartzite alternant avec des siltstones et des shales

Méga-cordon de grès-quartzite représentant des eskers ou plus rarement des remplissages de paléovallées glaciaires

Micro-cordon ou "vermisseau" de grès-quartzite représentant probablement des eskers formés dans des tunnels sous-glaciaires

Abteilli fig 151 et 152 — Coupe décrite dans le texte

Principaux puits et palmeraies

Zerga El Aateg fig 155

El Aateg

Z E R G A

Guelb El Raoui

Aouelloul

Aïn Tifrirt

Aouinet Ncher

12°30

13°

20°

El Berbera

Bdoud

Grarat Timinit

Dakhle Kelchi

Mogain

C04

C013

DAKHLE EL HEBCHIR

Faraoun

Amazmaz

Hassi El Khajbel

Hassi Tenkess

Guelb Tensess

Guelb Gueydig

Hammou

G R O U P E D E S P L A T E A U X

Dayat El Tefla

Hassi Mochenatt

Hanouk fig. 148 et 149

Hassi El Garfa

Tenouhamend

Guilemsi fig 156

Njakane fig. 147

ROUISSAT

Nkedei

TOUEIGUÉDIT

GUILEMSI

RAG IZIAG

Glat El Bil

Abteilli fig 151 et 152

Jouali Makhame

Abteilli

Niemilane

IRAMACH EL ABIOD

Idguiguine fig. 55

Zli

A Z I Z E K A

S É R I E D A K J O U J T (S.I.)

BORDURE SÉDIMENTAIRE PLISSÉE

19°30

ZONE PLISSÉE

Hassi Jraïf Tibounkrine

Toudouchine El Kebir

SILURO-DÉVONIEN TABULAIRE

Figure 154

Sur le terrain, ces grès-quartzites des cordons sont très massifs, d'aspect ruiniforme, à débit en gros parallélépipèdes aux bords émoussés ou en masses arrondies à aspect de cervelle ; c'est le faciès "grès corridor" de Th. Monod (1952) ou "forêts de pierre" de S. Beuf, L. Montadert et J. Debyser (1962) au Sahara central.

Les structures du type de Hanouk ont été décrites dans le chapitre I. Nous en rappellerons les principales caractéristiques. Il s'agit du remplissage d'une paléovallée ; ce remplissage, uniquement gréseux, possède une stratification fruste. De part et d'autre de cette structure, OS, peu épais, est représenté par des grès-quartzites pétrographiquement voisins de ceux qui comblent la dépression.

Nous insisterons sur le second type de structure en décrivant le cordon de Zerga, en particulier à son extrémité nord-ouest, à proximité d'El Aateg (fig. 155). Zerga (*s.l.*) est un cordon massif, d'allure ruiniforme, qui domine de plus de 100 m les plateaux avoisinants. C'est un des traits morphologiques majeurs de la feuille au 1/200.000 Chinguetti, qui se suit d'El Aateg au Nord-Ouest jusqu'à Dakhle el Hebchir au Sud-Est, soit sur plus de cinquante kilomètres (fig. 154). Son tracé est grossièrement rectiligne avec quelques sinuosités peu accusées dans la région du Guelb el Raoui. La structure de Zerga est simple. Les grès-quartzites de OS, massifs, durs, à débit monumental, à aspect ruiniforme, épais localement de plus de 100 m, reposent sur les grès et grès-quartzites mauves d'Oujeft et blancs de Touerga (CO_{10} et CO_{11}) par l'intermédiaire d'une mince sole, qui paraît continue, de grès-quartzite à grands Scolithes à faciès "bois fossile" (fig. 155). Ces grès-quartzites, qui représentent probablement la base de CO_{12} (niveau 27), ceinturent Zerga, affleurant notamment à El Aateg (Th. Monod, 1952), aux environs du cratère météoritique d'Aouelloul et à proximité d'Aouinet Ncher (fig. 154). Dans la région d'El Aateg, la base de OS est assez bien litée et renferme des stratifications obliques parfois ordonnées en gouttières très plates.

Les schémas B et C de la figure 155 proposent deux interprétations du cordon de Zerga où celui-ci représenterait les restes d'un *esker*, corps sédimentaire allongé déposé par les eaux de fonte des glaces sur, sous ou au front du glacier. Nous développerons cette hypothèse dans la dernière partie de l'étude. On notera dès maintenant le caractère plat de la base de ce cordon, attesté par la présence, autour de Zerga, d'une ceinture quasi continue de grès à Scolithes de CO_{12} (niveau 27), les flancs probablement très redressés, la fine granulométrie et le bon classement des matériaux qui constituent ce paléo-esker.

Le troisième type de cordon est bien représenté dans la région de Njakane (pl. photo. XXI) où il apparaît dans un contexte stratigraphique différent puisqu'il surmonte des shales à blocaux. Il est de plus petite taille, peu épais, et d'orientation assez variable (fig. 154). Sa géométrie et sa signification restent obscures.

b) Les structures hectométriques

Des micro-cordons ou "vermisseaux" de grès-quartzite accompagnent les méga-cordons dans les régions de Njakane-Niemilane et de Guilemsi (fig. 154). Ces micro-cordons, longs de quelques centaines de mètres, exceptionnellement de 1 à 3 km, larges de quelques dizaines de mètres, hauts de moins de 10 m, ont un tracé sinueux ; ils s'anastomosent, se ramifient et se recoupent fréquemment (fig. 156). Ces structures apparaissent sur le terrain comme des remplissages de tunnels ou de boyaux. Elles sont constituées de grès-quartzites fins, durs, massifs, pétrographiquement voisins de ceux qui constituent les méga-cordons.

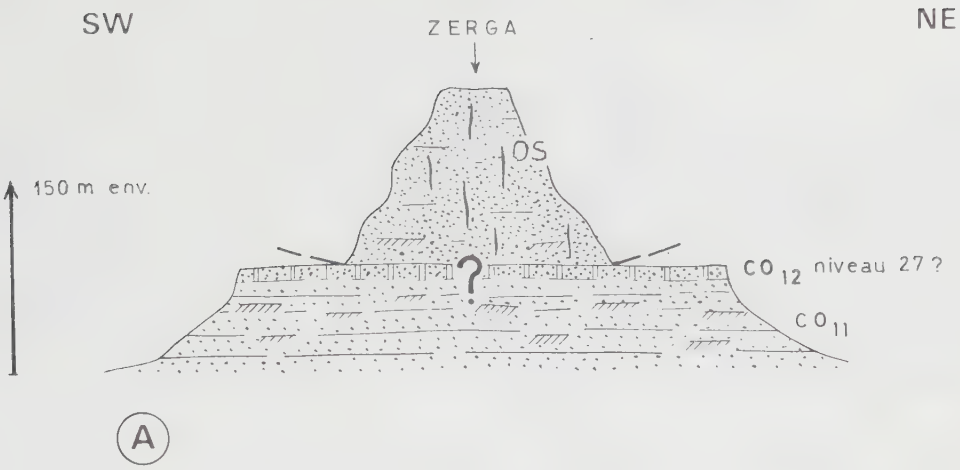
A Guilemsi ces micro-cordons sont directement posés sur le substratum des grès à Scolithes de CO_{13} (fig. 156 B). L'étude détaillée de la terminaison aval d'une de ces structures (fig. 156 A) montre qu'il ne s'agit pas de renflements ou d'ondulations affectant un horizon stratigraphique, mais d'une succession de corps sédimentaires finis, isolés, qui, en section transversale, ont la forme d'une demi-ellipse ou d'une demi-amygdale. Cette architecture est bien visible sur le flanc d'un des cordons de Guilemsi (fig. 156 A) où l'on peut observer le renversement du pendage. Le dos de ces micro-cordons est creusé d'excavations en forme de baignoires longues de 1 à 3 m, profondes de quelques dizaines de centimètres, à parois lisses. Autre particularité, les grès qui constituent l'écorce de ces structures sont rubanés ; ce rubanement est dû à la juxtaposition de bandes larges d'un centimètre environ, alternativement claires et foncées, grossièrement perpendiculaires à la stratification et le plus souvent orientées parallèlement à l'allongement du micro-cordon (fig. 156 A). Cette structure des grès-quartzites évoque certains faciès de la chaîne des Mauritanides, notamment les grès dit "du Boundou" qui peuvent être interprétés comme des formations faiblement allochtones, écaillées au front du charriage. Si ce rapprochement est juste, il pourrait indiquer que les micro-cordons se sont formés sous de fortes pressions. En l'absence de bonne coupe transversale, il n'est pas possible de dire si ce rubanement superficiel se poursuit jusqu'au centre du micro-cordon. Des structures très voisines ont été décrites sous le nom de *grès à marbrures* dans des carottes de sondage de l'unité IV provenant du bassin de Fort-Polignac (J.C. Corriger et J. Surcin, 1963). Les marbrures y apparaissent sous forme de lames verticales d'environ 1 mm d'épaisseur où le ciment est siliceux ou silico-calcaire. Au Sahara central, dans cette même formation, S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971, p. 291 et fig. 239, 240 et 241) ont décrit des *grès cloisonnés* où les cloisons sont formées de lamelles subverticales, parfois légèrement sinueuses de 1 à 10 mm d'épaisseur, de quelques centimètres ou décimètres de longueur et pouvant atteindre 1 m de hauteur. Sur le terrain, ces cloisons sont silicifiées et, plus dures que le reste du grès, apparaissent en relief. Pour Beuf *et al.* (1971), il s'agirait soit de craquelures prenant naissance à la surface d'un sol gelé et ultérieurement remplies par des sables transportés par le vent, soit de craquelures se formant sur les bordures de lacs à niveau variable, à la suite de la montée du toit du permafrost consécutive à un abaissement du niveau des eaux. De toutes façons, quelque soit l'hypothèse adoptée, les grès cloisonnés sont selon ces auteurs d'origine périglaciaire et liés au gel.

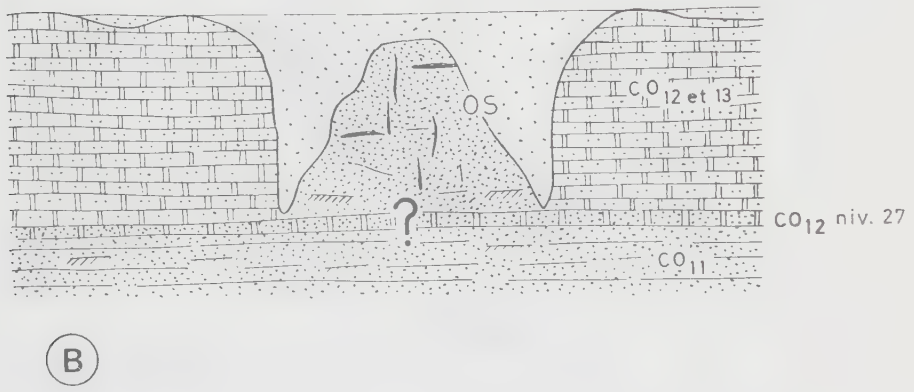
Ces micro-cordons sont également des eskers, mais nous verrons qu'ils ont peut-être une origine différente de celle des méga-cordons type Zerga. Le rubanement externe semble caractéristique de ce type d'esker. Nous l'avons retrouvé, en Afrique du Sud, dans des structures probablement similaires de la tillite de Dwyka, à 180 km environ au NE de Cape Town.

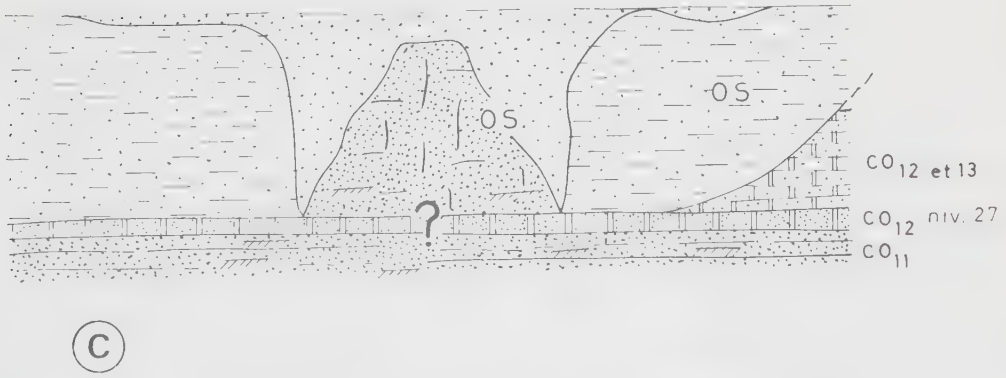
Si, dans les cas les plus caractéristiques, ces micro-cordons se distinguent nettement des méga-cordons type Zerga, ne serait-ce que par la taille, il n'en est plus de même dans les zones où l'on enregistre simultanément une diminution de la taille des méga-cordons et de mauvaises conditions d'affleurements. La carte de la figure 154 montre que les micro-cordons sont géographiquement liés aux faciès tendres de OS, du type de ceux de la coupe 53 du Guelb Njakane.

c) *Les structures décimétriques et centimétriques*

Avec ces structures, qui sont essentiellement des figures de glissement, des fractures en gradins et des galets cisaillés, nous retrouvons un domaine qui nous est plus familier puisque déjà étudié à propos des formations glaciaires du Précambrien terminal.







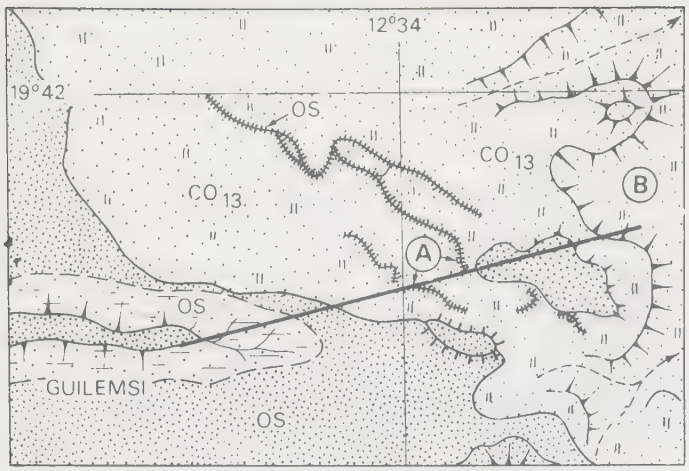
ESSAIS D'INTERPRÉTATION DE LA STRUCTURE DE ZERGA

(A) Aspect actuel ; coupe au S E d'El Aateg (emplacement indiqué sur la figure 154)

(B) et (C) Deux aspects possibles immédiatement après sédimentation de OS

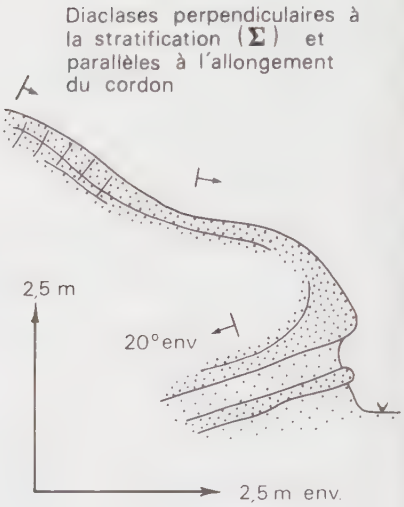
Figure 155

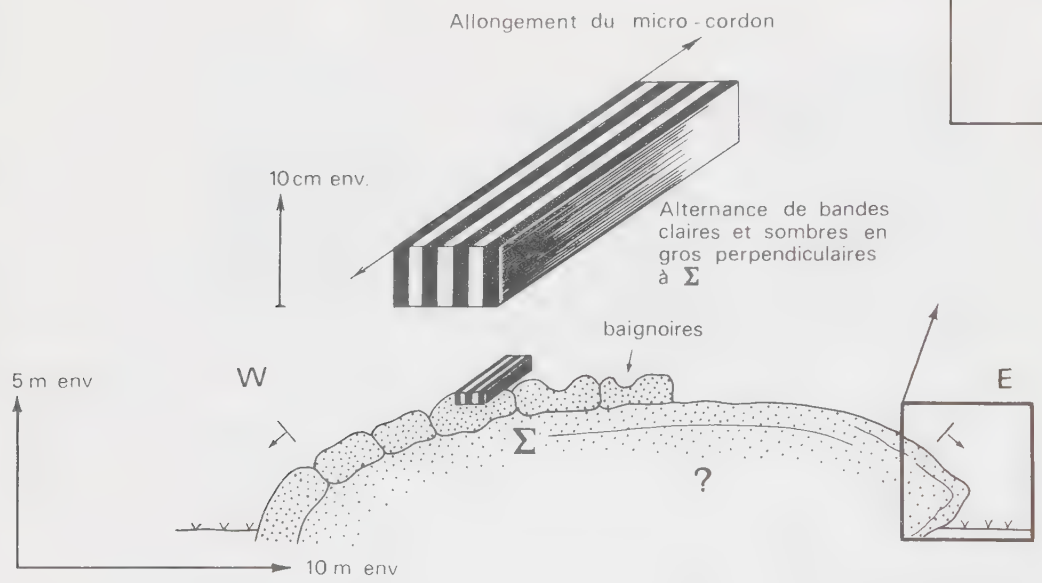
CROQUIS DE POSITION



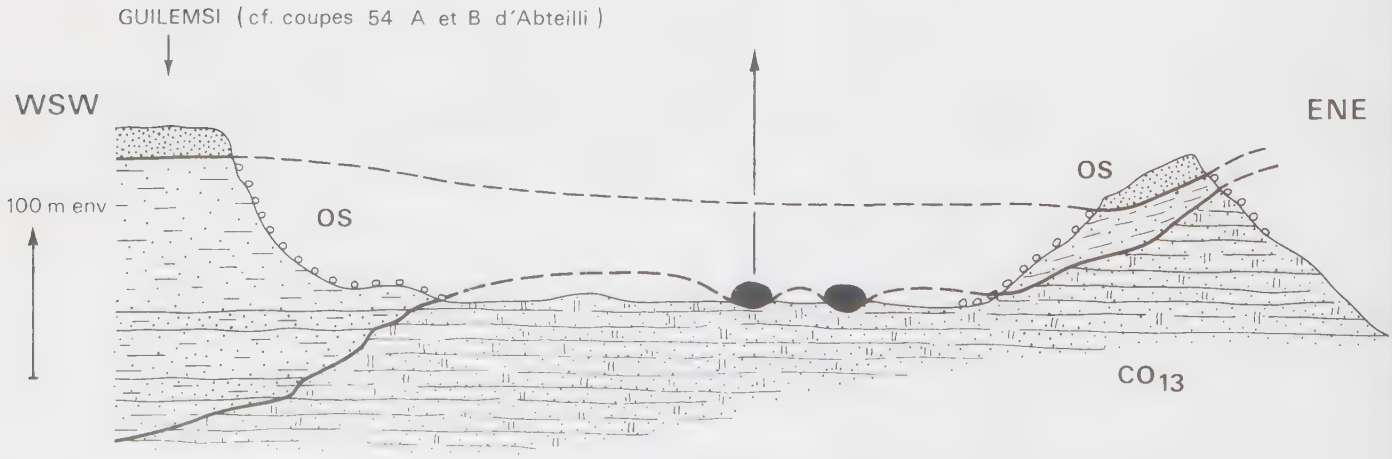
Carte schématique de la région de GUILEMSI d'après la photographie aérienne I.G.N. NE 28 XXIV n° 375

0 2 km





B STRUCTURE D'UN MICRO-CORDON EN COUPE TRANSVERSALE



A COUPE SCHÉMATIQUE DE **OS** DANS LA RÉGION DE GUILEMSI

LES MICRO-CORDONS OU "VERMISSEAUX" DE **OS** A GUILEMSI ; LEUR STRUCTURE ET LEUR PLACE DANS LA SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE d'après des observations inédites de M. DEYNOUX et R. TROMPETTE (1970)

Figure 156

Les figures de glissement sont nombreuses dans tous les faciès tendres à dominante argileuse. Leur orientation n'a pas été systématiquement étudiée, elle est probablement liée à la forme de la surface d'érosion du toit de la série 2.

Les fractures en gradins n'ont été identifiées qu'à proximité d'Abteilli et dans les éboulis de Zerga au niveau d'El Aateg. La signification de ces figures a été discutée dans l'étude de la tillite du Précambrien terminal. Elles sont l'indice de fortes pressions. Une des hypothèses les plus fréquemment retenues est celle de la pression d'une masse importante de glace sur un sédiment gelé (F. Arbey, 1968 ; S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef, 1971, p. 70 et fig. 51 et 52). Dans la coupe 53 du Guelb Njakane, le cisaillement des galets pourait être lui aussi lié aux pressions de la glace sur un matériel rigide. Les shales non ou mal stratifiés qui emballent ces galets n'auraient gardé aucune trace visible de ces fortes pressions.

De cette rapide étude stratigraphique et géomorphologique de la formation d'Abteilli se dégagent deux idées importantes qui seront reprises et développées un peu plus loin. En Adrar, OS est en grande partie d'origine glaciaire ; nous démontrerons qu'il s'agit d'une glaciation de type inlandsis. Cependant, par comparaison avec les dépôts glaciaires du Précambrien terminal, il s'agit d'une sédimentation glaciaire très particulière dont nous tenterons d'expliquer les principales originalités.

III - ETUDE PETROGRAPHIQUE

A - DESCRIPTION DES PRINCIPAUX FACIES

L'étude de 33 lames minces confirme les observations de terrain. Les grès-quartzites fins à moyens constituent de loin le faciès dominant. Les passées de grès-quartzites hétérogranulaires ou conglomératiques ne sont jamais épaisses. Les shales, les grès très fins et les siltstones à ciment argileux ont une extension géographique limitée (fig. 154).

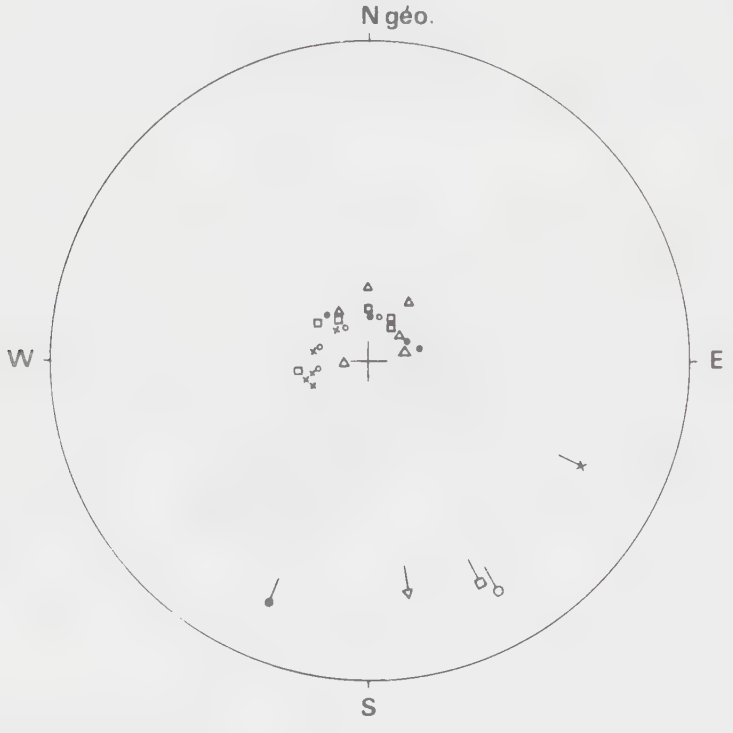
1) Description macroscopique

Nous reprendrons sommairement la description des trois principaux faciès de la formation d'Abteilli :

- *Les grès-quartzites*, généralement fins, massifs, durs, ruiniformes, de type Zerga, sont caractérisés par une patine sombre, une cassure blanche, grise ou cassonade, et un débit en boules ou en énormes parallélépipèdes. Quelques passées litées, à débit en gueuses et parfois à stratifications obliques, se localisent à la base de OS qui, en outre, renferme quelques passées grossières à très grossières à nombreuses empreintes de galets mous. Localement, notamment à Hanouk et dans les chaînons de Mornenifat, OS débute par un mince niveau conglomératique à blocs arrondis centimétriques ou décimétriques de grès, de grès à Scolithes CO_{13} et de grès-quartzites. Le ciment ocre, rouille ou jaunâtre, est un grès ferrugineux.

  Dans les coupes du Guelb el Mouch (fig. 172), d'Abteilli (fig. 152) de Chig amont (fig. 162) et d'El Ahguid (fig. 178), des Scolithes de grande taille (0,5 à 1 cm de diamètre) apparaissent au toit de la formation d'Abteilli, immédiatement sous les shales à Graptolites.

- Dans le faciès constitué d'une *alternance de grès-quartzite, de siltstone et de shales (type coupe d'Abteilli)*, les bancs durs quartzitiques sont pétrographiquement voisins de ceux décrits ci-dessus. Ils sont cependant, en général, moins massifs, plus lités, avec un débit en grandes gueuses. Les stratifications obliques décimétriques, parfois arrangées en gouttières métriques, y sont nombreuses. Dans le niveau 7 de la coupe 56 B du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe, les 5 gouttières étudiées (fig. 157) sont orientées en moyenne N 150°, indiquant un courant dirigé du SSE au NNW.



ORIENTATION DES "GOUTTIÈRES" DANS OS

[Niveau 7 de la coupe 56 B du Guelb El Mouch et d'Hassi Boueybe]

Figure 157

Les faciès tendres, généralement des siltstones micacés, argileux, ocre ou verdâtres, parfois mauves, riches en dendrites et enduits noirs de manganèse, ont un débit en esquilles ou en fines plaquettes. Les stratifications obliques de petite taille (quelques centimètres) et les figures de slumping y sont très abondantes. Dans la région d'Abteilli ces faciès renferment de très belles fractures en gradin (pl. photo. XXII B).

- *Les faciès tendres ocre ou verdâtres, à dominante argileuse, du type de ceux de la coupe du Guelb Njakane*, sont caractérisés par une stratification floue ou une absence de stratification. Dans les horizons silteux non stratifiés, on observe fréquemment un débit en sphères concentriques qui évoque la structure des pillow-lavas. Une telle structure a déjà été décrite dans les grès moutarde conglomératiques (O_4c) de l'Oued Nouchjenna au Tagant (O. Dia, J. Sougy et R. Trompette, 1969, fig. 3).

Les figures de slumping sont nombreuses dans les deux derniers faciès évoqués, notamment à Njakane où, en outre, la base de OS renferme des galets cisaillés, puis recimentés, de grès-quartzite fin. Dans cette coupe (fig. 147), le contact entre les différents niveaux est souvent irrégulier, plus ou moins ravinant.

2) Description microscopique

a) *Les grès-quartzites très fins* (éch. TA 652 et 1087) et *les grès-quartzites fins* (éch. TA 463, 464, 468, 741, 854, 946, 1081, 1085, 1086, 1894 et 1895)

- texture granulaire en mosaïque.
- *le quartz*, de 150 à 180 µ de diamètre moyen, est abondamment nourri ; certains individus présentent une nette tendance à l'automorphie. Les anciens grains détritiques sont sub-anguleux à subarrondis ; leur contour est souvent souligné par un film de minéraux argileux associé à des *hydroxydes de fer* (éch. TA 1085, 1088 et 1895 notamment). Dans d'assez nombreux échantillons certains quartz ont, au microscope, un aspect sale dû à la présence de traînées brunes et rouille. Au fort grossissement ces traînées ou stries, parallèles ou associées en gerbes (aspect voisin des empreintes laissées par un coup de balai), sont formées d'un alignement de particules argileuse (*kaolinite* ?) et ferrugineuses (*hydroxydes de fer*) de 1 à 2 µ de diamètre. Dans les plus fines stries, les particules, ocre ou verdâtres, semblent être essentiellement argileuses, alors que dans les stries plus larges, elles sont brunes et, semble-t-il, ferrugineuses. Ces très fines impuretés jalonnent probablement des microfissures qui deviennent ainsi visibles au microscope.
- *les feldspaths* sont peu abondants, représentant en moyenne 3 % du volume de la roche. Ils sont presque toujours altérés en un mélange à aspect sale, granuleux, floconneux, de *kaolinite* dominante, d'*illite* et d'*hydroxydes de fer*.
  Les échantillons TA 1081 et 1087 renferment quelques rares et petits grains de *microcline*, peu ou pas altérés. Dans ces mêmes échantillons, et dans TA 1086, la dégradation des feldspaths est souvent plus ménagée que dans les autres échantillons, et laisse voir, au milieu des produits d'altération, des résidus de *feldspaths non maclés* et de *plagioclases*. Cependant, d'une façon générale, on retiendra l'altération importante des feldspaths, souvent entièrement transformés.
- *les micas* sont très peu nombreux, excepté dans l'échantillon TA 1087. Ce sont de la *muscovite* en grandes lamelles flexueuses, souvent ouvertes en éventail aux extrémités, et de la *biotite* très rare et en cours de décoloration. Dans TA 1895 l'altération de la biotite paraît conduire à la formation de *chlorites*.
- les minéraux argileux apparaissent essentiellement comme des produits de l'altération des feldspaths. Ce sont de la *kaolinite* dominante et de l'*illite*, qui forment des granulations ou, dans certaines portions de lame mince (éch. TA 1081), un film intergranulaire.
- Des *oxydes* et *hydroxydes de fer*, peu abondants, excepté dans l'échantillon TA 1087 très micacé, sont soit sous forme de fines granulations, soit associés intimement aux minéraux argileux et micacés.
- le *zircon* et la *tourmaline verte* sont présents dans tous les échantillons étudiés. Dans certaines lames un peu de *monazite* leur est associée.
- les échantillons TA 854 et 1895 renferment un peu de *barytine* en granulations, ou, dans certaines plages, comme ciment des minéraux détritiques.

b) *Les grès-quartzites très fins feldspathiques* (éch. TA 3051, 3053 et 3054 b)

Ces grès-quartzites feldspathiques sont très voisins des faciès décrits ci-dessus. La taille des minéraux détritiques est, en moyenne, de 80 µ.
Les *feldspaths* forment, en moyenne, 7 % du volume de la roche. Le *microcline* est très rare et peu ou non altéré. Les *plagioclases* n'ont été identifiés que dans l'échantillon TA 3053. Les *feldspaths non maclés* sont de loin les plus abondants. A côté de ceux qui sont en partie ou en totalité altérés en un mélange de *kaolinite* et d'*illite* associé à des *hydroxydes de fer*, on remarque quelques feldspaths subautomorphes, limpides et probablement néoformés. Dans la lame TA 3054 b, on peut observer le processus d'altération des feldspaths : la kaolinisation se produit préférentiellement le long des clivages.
Par comparaison avec les grès-quartzites non feldspathiques, on remarquera la liaison qui existe entre l'abondance des feldspaths, la richesse en micas et la granulométrie très fine de ces roches.

c) *Les grès-quartzites moyens* (éch. TA 466, 742 et 744)

Ces grès-quartzites sont, question granulométrie mise à part, proche des grès-quartzites fins décrits dans le premier paragraphe. Les *quartz* ont de 300 à 350 µ de diamètre moyen ; les grains striés et "griffés" sont peu nombreux. Les anciens grains sont le plus souvent subarrondis ; dans l'échantillon TA 744 le contour des grains détritiques est souligné par un liséré constitué de granulations argileuses de 1 à 4 µ, probablement formées par de la *kaolinite* associée à des *hydroxydes de fer*. Les *feldspaths* sont peu abondants et altérés en un mélange grisâtre où domine la kaolinite. Les *micas* sont absents, les *minéraux lourds* sont identiques à ceux décrits dans les grès-quartzites fins.

d) *Les grès-quartzites hétérogranulaires et microconglomératiques* (éch. TA 465, 467, 666*, 896* et 3058)

Dans un fond constitué d'un grès-quartzite moyen identique à ceux décrits ci-dessus, sont parsemés quelques gros grains de quartz ou de quartzite à texture engrenée, dépassant 1 mm de diamètre et pouvant atteindre 4 mm. Les plus gros grains sont arrondis et probablement d'origine éolienne. Le nourrissage est important et l'on note une nette tendance à l'automorphie. Présents dans tous les échantillons étudiés, les quartz sales, "striés", sont particulièrement abondants dans TA 896. Le reste de la composition minéralogique est analogue à celle des grès-quartzites moyens.
Il n'y a pas de coupure nette entre grès-quartzites moyens et hétérogranulaires. On passe des premiers aux seconds par augmentation du pourcentage des gros grains de quartz et de quartzite.

e) *Les siltstones et grès très fins, micacés, parfois feldspathiques, à ciment argileux* (éch. TA 646, 740, 1084, 3054 a, 3055 et 3056)

Avec ces roches, nous abordons l'étude des faciès tendres de OS.

- la texture est détritique non jointive ou jointive, pouvant passer, dans certaines plages, à une texture isogranulaire en mosaïque.
- la taille moyenne des *quartz* varie entre 50 et 100 µ, excepté dans l'échantillon TA 3056 qui se rapproche des pélites (minéraux détritiques de 20 à 30 µ). Les grains détritiques sont subanguleux à anguleux. Les individus "griffés", striés, à aspect sale, abondants dans les faciès précédents, sont rares ici.
- la teneur en feldspaths oscille autour de 5 %. Ces feldspaths sont toujours très altérés et transformés en un mélange de *kaolinite*, d'*illite* et d'*hydroxydes de fer*. Le *microcline*, peu ou pas altéré, a été identifié dans l'échantillon TA 646 qui, en outre renferme quelques *plagioclases* altérés. Dans les 6 échantillons étudiés les *feldspaths non maclés* sont largement dominants.
  Dans l'échantillon TA 1084 les feldspaths ne subsistent qu'à l'état de fantômes. Un cerne rouille d'oxydes et d'hydroxydes de fer ceinture un vide que du beaume est venu remplir. Ces faciès sont poreux.
- Les *micas* sont abondants, parfois très abondants dans certains lits qui mériteraient le nom de psammite (éch. TA 740, 1084, 3054 a et 3056). La *muscovite* forme de grandes lamelles atteignant plusieurs centaines de µ, souvent ouvertes en éventail aux extrémités. La *biotite* est soit plus ou moins décolorée et en voie de transformation en *chlorobiotite*, soit, au contraire, en paillettes brun foncé associées à des oxydes et hydroxydes de fer (éch. TA 1084 et 3054 b).
  Les paillettes de micas peuvent être disposées soit à plat dans la stratification, cas le plus général, soit dans tous les sens donnant alors l'impression d'une boue sédimentée rapidement, sans décantation et peut-être remaniée par des phénomènes de glissement.
- Les minéraux argileux associés aux *oxydes* et *hydroxydes* de fer constituent l'essentiel du ciment (pl. photo. XXIII B), plus ou moins abondant selon les échantillons. Ils proviennent pour une bonne part de l'altération des feldspaths. Grosso modo, et bien que cela varie beaucoup d'un échantillon à l'autre, on peut considérer que la *kaolinite* et l'*illite* sont en proportions sensiblement égales.

---

*Ces échantillons ont été récoltés dans les coupes 60 et 71 A de Chig amont et d'Ayoun Lebgar décrites dans le chapitre III.

- Les *oxydes* et *hydroxydes de fer* forment de fines granulations, des cernes autour des feldspaths, ou bien sont associés aux argiles dans le ciment. Ils proviennent en partie de l'altération de la *biotite*.
  Ils sont plus abondants que dans les grès-quartzites. Dans l'échantillon TA 740 ils forment environ 5 % du volume de la roche.
- Les minéraux lourds sont représentés par de la *tourmaline* verte et du *zircon*, associés à quelques grains de *monazite*.

f) Les grès hétérogranulaires à ciment argilo-ferrugineux (éch. TA 1083)

Les *quartz* sont identiques à ceux décrits dans les grès-quartzites hétérogranulaires ; les plus gros grains de quartz ou de quartzite dépassant 1 mm, sont arrondis et probablement d'origine éolienne.
Les *feldspaths* représentent environ 3 % en volume de la roche. Le *microcline* est rare et non altéré. Les *feldspaths non maclés* sont altérés en *kaolinite* et *illite*. Les *micas* sont rares : paillettes de *muscovite*, de *biotite* et de *chlorite* jaune vert probablement néoformée.
Les *minéraux lourds* sont ceux que l'on rencontre habituellement. Il faut noter de rares granulations de *magnétite*.

g) Les shales pélitiques et micacés (éch. TA 3052)

Le fond de la roche est constitué de paillettes de *biotite* brun foncé très abondantes, et de *muscovite*, souvent disposées à plat dans la stratification. Ces micas détritiques sont associés à de la *kaolinite*, de l'*illite* et à une pigmentation d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer*.
Le *quartz* et les *feldspaths*, peu abondants, ont en moyenne 15µ de diamètre.

B - CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX

a) Caractères de la phase détritique

C'est la phase principale de la formation d'Abteilli, formation caractérisée, nous venons de le voir, par une sédimentation fine à dominante détritique.

. Nature des clastiques

Dans le faciès grès-quartzite, les quartz constituent plus de 90 % du volume des échantillons. Ils sont généralement de la taille des sables fins ou moyens. Quelques passées plus grossières, hétérogranulaires, parfois conglomératiques, se localisent à la base de OS mais aussi dans toute sa masse.

Dans les faciès tendres, les quartz sont de la taille des silts, plus rarement des sables très fins.

De nombreux grains de quartz ont, en lame mince, un aspect sale lié à la présence de nombreuses "griffures" brunâtres (pl. photo. XXIII A) souvent associées en gerbes (aspect voisin de l'empreinte laissée par un coup de balai). Ce faciès particulier des quartz détritiques a déjà été décrit dans CO_{13} et, à un degré moindre, dans CO_{10}-CO_{12}. Il s'agit probablement de fines fractures, au tracé rectiligne ou légèrement courbe, partiellement ou totalement obstruées par des particules argileuses de 1 à 2µ, associées à des *oxydes* et *hydroxydes de fer*. Ces argiles sont peut-être de la *kaolinite*.

Les *feldspaths* ne sont jamais abondants, formant entre 2 et 7 % de la roche. Ils sont, en général, fortement altérés. Le *microcline* est rare , absent dans certains échantillons, et généralement frais. Les *plagioclases* identifiables sont rares et profondément altérés. Les *feldspaths non maclés* dominent largement toujours très altérés, parfois entièrement transformés en un mélange floconneux et grisâtre de *kaolinite* avec quelques paillettes d'*illite*. Dans quelques échantil-

lons leur contour est souligné par un liséré brun rouille d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer*. Les *micas* sont rares ou absents dans les grès-quartzites. Par contre ils deviennent prépondérants dans les faciès tendres qui renferment des niveaux de véritables psammites. Ce sont de la *muscovite* en grandes lamelles, souvent ouvertes en éventail à ses extrémités, de la biotite, soit en voie de décoloration et passant alors à des *chlorobiotites*, soit, au contraire, brun foncé et associée à une pigmentation d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer*.

Les minéraux lourds sont peu nombreux et classiques. Ce sont de la *tourmaline* verte et du *zircon*, avec quelques grains de *monazite*.

La formation d'Abteilli est donc, en Adrar, caractérisée par une sédimentation fine où les passées grossières jouent un rôle limité. Le faciès grès-quartzite, le plus largement représenté, est bien classé et assez évolué.

. Morphoscopie

Les *quartz* de la taille des sables fins sont subarrondis à subanguleux. Dans les faciès hétérogranulaires, les plus gros quartz sont arrondis et probablement d'origine éolienne. Dans certains échantillons, le contour des anciens grains détritiques est marqué par un liséré d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer* associés à des argiles, phénomène déjà observé dans CO_{10}.

b) Caractères de la phase argileuse

Dans le faciès grès-quartzite la phase argileuse, très peu importante, est formé de *kaolinite* en grande partie issue de l'altération des feldspaths détritiques. Dans les faciès tendres, micacés, le ciment est constitué d'un mélange de *kaolinite* et d'*illite*.

Cinq échantillons de siltstone argileux et de shale pélitique ou silteux ont été analysés aux rayons X (tableau d'analyses aux R.X 1).

Les résultats de l'analyse aux rayons X confirment les résultats de l'étude au microscope polarisant : *illite* et *kaolinite* sont associées dans les faciès tendres. L'illite reste cependant le minéral dominant, représentant environ 80 % de la phase argileuse.

Des dosages de bore ont été effectués sur certains échantillons (tableau d'analyses chimiques 3) ; nous en discuterons la signification dans le chapitre IV, p. 533.

c) Caractères de la phase chimique

Elle est très peu importante. Les carbonates sont totalement absents.

. Le fer

Il n'est important que dans les faciès tendres, micacés et argileux. Les *oxydes* et *hydroxydes de fer* forment soit de petites granulations, soit s'associent aux argiles du ciment. L'analyse aux rayons X indique qu'une partie de ce fer est sous forme de *goethite* (rappelons que nous avons employé le terme de limonite comme synonyme de goethite).

Dans certains échantillons de grès-quartzites, oxydes et hydroxydes de fer cernent les minéraux détritiques d'un liséré brun rouille. Le phénomène est cependant beaucoup plus discret que dans les grès-quartzites de CO_{10} qui tiraient leur coloration mauve de ces cernes ferrugineux.

. La silice

Dans les grès-quartzites le nourrissage est important ; on note dans certaines lames une tendance à l'automorphie des *quartz*.

. Les sulfates

Deux des trente trois échantillons étudiés renferment de la *barytine*.

d) Caractères de la phase organique

Elle ne contribue pas directement à la sédimentation de la formation d'Abteilli. En trois points, coupe 68 de Chelrett Gleïtet el Bol, coupe 71 d'Ayoun Lebgar et au Nord de Grarat Mansour, une faune de Brachiopodes, Lamellibranches, Crinoïdes et Trilobites a été récoltée dans des grès soit au sommet de OS, soit immédiatement au-dessus.

IV - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

Entre les grès-quartzites de O_4 et les shales du Silurien, Th. Monod (1952) a défini une formation gréseuse fossilifère d'âge Wenlock, les grès d'Ayoun Lebgar dont la faune a été étudiée et décrite par D. Le Maître (*in* Th. Monod, 1952, p. 299). Nous verrons, dans l'étude de shales à Graptolites S, que ces grès sont nettement plus anciens, puisque recouverts par du Llandovery inférieur-moyen.

Le problème qui se pose à nous est double. Y-a-t-il un ou plusieurs niveaux de grès fossilifères et ces grès appartiennent-ils au toit de OS ou bien à la base de S, ou bien au deux ?

Les faunes de ces grès n'étant pas déterminées avec précision (tabl. XLII), il n'est pas possible pour l'instant de savoir, de façon sûre, s'il existe un ou plusieurs niveaux fossilifères. Nous adopterons l'hypothèse, la plus simple, d'un seul niveau fossilifère à faciès variable.

Quant à la seconde partie de la question, les impressions varient selon les coupes étudiées. En effet si dans la zone des oueds Chig et Am Jinger (fig. 181) la limite entre OS et S est nette et indiscutable, il n'en va plus de même lorsqu'on progresse vers l'WSW. Dans cette direction le Llandovery se charge en niveaux gréseux et la limite tranchée entre un ensemble inférieur gréseux (OS) et un ensemble supérieur argileux (S) s'estompe.

Dans la coupe 71 d'Ayoun Lebgar, les grès moyens à passées conglomératiques du niveau 3 paraissent, d'un point de vue géomorphologique, faire partie du tassili de S. Par contre dans la coupe 68 de Chelrett Gleïtet el Bol, les niveaux 1 et 2 de la coupe 68 A-B constituent une marche intermédiaire entre OS et S. Dans ce cas il devient difficile de les ranger dans une formation plutôt que dans l'autre.

Dans plusieurs coupes, et notamment dans la coupe 58 d'El Ahguid, la partie supérieure de OS renferme de grands Scolithes et des empreintes sinueuses qui sont des demi-cylindres, d'environ 0,5 cm de rayon et pouvant dépasser 10 cm de long. Il s'agit peut-être d'empreintes de Vers.

Les faunes des grès fossilifères qui font transition entre OS et S seront décrites lors de l'étude des shales à Graptolites de l'Oued Chig (p. 525).

V - DONNEES STRUCTURALES

Nous nous contenterons de souligner le rôle tectonique joué par les variations de faciès et surtout d'épaisseur de la formation d'Abteilli. Ce rôle apparaît nettement dans la structure de la frange plissée du bassin de Taoudeni qui jouxte la série d'Akjoujt. Là où il est épais et massif (faciès grès-quartzite), OS confère au style tectonique un cachet particulier. Les plis anticlinaux, plus rarement synclinaux, sont souvent faillés : failles de décrochement du type de celle de la palmeraie d'Ayoun Lebgar (fig. 71), failles inverses, du type de l'accident de Tamga qui suit la dépression joignant Grarat ould el Fil au Nord à Tayaret el Had au Sud.

A proximité de l'Oued Bou Abboun il semble bien que l'épaisseur variable des grès-quartzites de OS soit responsable de la tectonique complexe et cassante qui affecte toute cette zone.

En fait ce problème du rôle que joue OS dans la structure de la bordure plissée du bassin de Taoudeni est un problème délicat qui s'inserre dans le cadre plus large des relations entre le bassin de Taoudeni et la chaîne bordière plissée et métamorphique des Mauritanides. J. Sougy (1969, fig. 4 et 5) a schématisé les différents types de contact qui existent entre le bassin sédimentaire autochtone et la chaîne plissée, localement charriée, depuis la Sierra Leone au Sud jusqu'au Zemmour au Nord.

VI - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

A - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE ET LES CONDITIONS DE SEDIMENTATION

Le log stratigraphique de OS sera exposé à la fin de ce paragraphe, lorsque nous aurons discuté de la signification des principales structures sédimentaires observées et notamment des cordons. Nous verrons qu'une partie de ces structures sont des eskers et caractérisent une sédimentation proglaciaire, voire même franchement glaciaire.

Dans un premier temps nous nous contenterons de résumer les principales caractéristiques de la formation d'Abteilli en Adrar de Mauritanie :

- elle remblaie une paléosurface d'érosion. A la discordance du mur de OS, s'ajoute au moins une autre discordance située à la base des grès-quartzites massifs qui couronnent toutes les coupes décrites.
- les faciès bien stratifiés de la coupe 54 d'Abteilli, où alternent grès-quartzites, siltstones et shales, s'opposent aux siltstones argileux non ou mal stratifiés de la coupe 53 du Guelb Njakane. Les premiers dénotent une sédimentation calme et tranquille, marine ou lacustre, tandis que les seconds évoquent des décharges brutales de sédiments fins et une mise en place en partie par glissement le long de pentes.
- la partie supérieure des grès-quartzites durs et massifs qui couronnent les coupes de OS est marine. Elle renferme une faunule de Brachiopodes associée à des Scolithes de grande taille qui caractérisent une sédimentation littorale.
- il existe une opposition nette entre l'importance de l'érosion responsable du façonnement d'une paléosurface irrégulière, accidentée d'étroites et profondes dépressions, et les matériaux de remblaiement fins et plutôt bien classés.
- enfin certaines structures de OS sont d'origine glaciaire. Comparées aux structures laissées

par la glaciation du Précambrien terminal, ces formes sont assez différentes. Nous allons nous attacher à en déterminer le mode de formation et la signification.

1) La formation d'Abteilli est, en partie, d'origine glaciaire

a) Les eskers ; leurs modes de formation

Avant d'aborder l'étude des cordons de l'Adrar, qui sont en partie des paléoeskers, nous exposerons rapidement les principales caractéristiques des eskers quaternaires et des rares exemples actuels, et les principales hypothèses formulées quant à leur formation. Nous utiliserons surtout les données fournies par R.F. Flint (1963, p. 152) et par J.K. Charlesworth (1966, p. 420).

Les eskers sont de longs bourrelets, ou des murailles, légèrement sinueux, à crête étroite, à section souvent triangulaire, hauts en général de quelques mètres, larges de plusieurs dizaines de mètres et longs de plusieurs kilomètres. Ces dimensions moyennes sont parfois largement dépassées ; c'est ainsi que l'esker quaternaire de Söderala - Uppsala en Suède mesure 450 km de long et peut atteindre 145 m de hauteur. Localement, les eskers peuvent avoir un tracé sinueux, s'interrompre, se ramifier et s'anastomoser fréquemment, ce qui leur confère un aspect réticulé. D'une façon assez générale, ils caractérisent des régions plates, sans grandes dénivelées.

Les eskers sont des formes de dépôt. Ils sont le plus souvent constitués de sables usés, avec de rares passées graveleuses ou conglomératiques. Les faciès type argile à blocaux ou moraines sont très rares. Ces structures détritiques constituent, si elles ne sont pas ultérieurement cimentées, des masses extrêmement poreuses, susceptibles de constituer d'excellents réservoirs naturels. En Finlande et aux U.S.A. dans l'état du Maine, des études pétrographiques détaillées des eskers quaternaires ont montré que ces corps sédimentaires s'étaient édifiés en empruntant la plupart de leurs matériaux sur place.

Les eskers déposés par les glaciers quaternaires sont en général mal et irrégulièrement stratifiés, avec des ripple-marks et des stratifications obliques qui plongent vers l'aval de la structure. Ils ont assez fréquemment, en coupe transverse, une structure anticlinale.

L'origine de ces structures n'est pas entièrement élucidée, et ceci en partie à cause de la rareté des modèles analogiques actuels. On connaît des eskers en formation au front des glaciers de l'Aar en Islande, en Norvège et sur les côtes du Groenland où ils forment de rares rides sinueuses de graviers et de sables hautes en moyenne de quelques mètres s'allongeant sur quelques kilomètres parallèlement au mouvement des glaces.

Un des problèmes les plus épineux posé par les eskers est celui de leur fossilisation. En effet ces longues et minces structures à dominante sableuse sont fragiles et résistent mal à l'érosion des eaux de ruissellement et aux torrents issus des glaciers. En Islande on a pu observer en quelques années la destruction complète d'un esker long de 90 km et haut de 15 m. Les eskers déposés en mer, au large de l'inlandsis, sont probablement mieux protégés de l'action de l'érosion, surtout s'ils sont rapidement cimentés.

Trois théories ont été avancées pour expliquer la genèse des eskers. *Ils se formeraient sur le glacier, à sa base ou à son front.*

- Formation des eskers sur le glacier (superglacial hypothesis)

Selon cette hypothèse les eskers s'édifieraient dans les cours d'eau qui coulent sur le glacier, en utilisant les matériaux présents à la surface de la glace. Une des principales objections faite à cette hypothèse réside dans ce que les cours d'eau circulant à la surface des glaciers actuels sont dépourvus de dépôts. Les parois trop raides, le fond trop lisse et le courant trop violent empêchent toute sédimentation. De plus, ces cours d'eaux ont une faible extension car ils finissent toujours par disparaître dans une crevasse et rejoindre les eaux qui circulent à la base du glacier.

- Formation des eskers sous le glacier (subglacial hypothesis)

Dans cette hypothèse les eskers se forment dans des tunnels sous-glaciaires où l'eau circule sous pression. Dans le cas des inlandsis atteignant la mer, ces structures sédimentaires peuvent se poursuivre très au large. Il est important de ne pas confondre ces eskers édifiés à la base du glacier avec les canyons sous-glaciaires et les rinnenseen (J.K. Charlesworth, 1966, p. 231) qui sont des formes d'abrasion.

Des études faites en Scandinavie sur les eskers quaternaires, probablement déposés dans des tunnels sous-glaciaires, ont montré que ces structures étaient en général courtes, 3 à 5 km. Ceci implique que les très grands eskers formés sous le glacier se sont édifiés en plusieurs fois.

W.C. Lewis (1949) et J.C. Stokes (1958) ont décrit des eskers actuels en Norvège septentrionale et méridionale, certains étant encore en cours de formation. De taille limitée, ces structures se forment sous la partie aval du glacier, soit dans des lacs sous glaciaires, soit en amont de rochers. Dans ce second cas le coeur de l'esker est une langue de glace stagnante recouverte de matériaux morainiques non stratifiés. R.W. Galloway (1956) a insisté sur la fréquence et l'importance des dépôts en aval des blocs ou des irrégularités du substratum. C'est ainsi que, dans certaines moraines du Nord de la Norvège, les rides formées à l'abri des obstacles sont si nombreuses qu'elles peuvent donner au dépôt glaciaire un aspect cannelé très voisin de celui de certains planchers glaciaires.

En faveur de cette hypothèse on peut avancer les observations suivantes : les matériaux constituant les eskers ont, pro-parte, une origine locale ; leur structure est souvent arquée, anticlinale ; enfin les eskers sont souvent associés aux canyons sous-marins et sont orientés en gros parallèlement au mouvement des glaces.

- Formation des eskers au front du glacier (frontal delta hypothesis)

Selon cette hypothèse les eskers s'édifient en avant du glacier sur la terre ferme, dans un lac ou dans la mer, un peu à la manière d'un delta. Ils sont alors caractérisés par un classement des matériaux et par la fréquence des stratifications obliques dont l'orientation permet de fixer la zone amont où stationnait le glacier. Dans certains exemples actuels on a pu mettre en évidence dans la structure de ces eskers une différenciation saisonnière : les renflements correspondraient aux fortes fontes estivales, les étranglements aux hivers.

Aucune de ces trois hypothèses ne peut rendre compte, à elle seule, de la totalité des eskers qui sont des corps sédimentaires complexes et variés. Les hypothèses 2 et 3 paraissent cependant les plus vraisemblables. On remarquera toutefois que tous les auteurs s'accordent à voir dans les eskers des dépôts fluviatiles liés aux émissaires des glaciers.

b) Les cordons de l'Adrar de Mauritanie ; leur signification

Nous envisagerons successivement le cas des trois types de cordons individualisés en Adrar.

- Les cordons hectométriques du type Guilemsi (fig. 156)

Nous en rappellerons les principales caractéristiques. Ce sont des structures sinueuses, parfois ramifiées, qui paraissent en gros (fig. 154) orientées parallèlement aux méga-cordons kilométriques. Elles reposent directement sur le substratum CO_{13}, ont en coupe transverse une structure anticlinale et sont probablement enrobées dans un niveau tendre silto-argileux. Les grès-quartzites qui en forment l'enveloppe sont finement rubanés.

Par ces caractères, ces micro-cordons ou "vermisseaux" sont à rapprocher des eskers formés par remplissage de tunnel sous-glaciaire (sub-glacial hypothesis).

- Les méga-cordons kilométriques du type Zerga

Ce type de cordon, parfaitement illustré par l'exemple de Zerga, est caractérisé par ses dimensions très importantes, qui le situent sur le même plan que les plus gros eskers quaternaires connus, et par son tracé en gros rectiligne. Sa sole est probablement plate et ses flancs parfaitement redressés (fig. 155). Les stratifications obliques sont rares, localisées à la partie inférieure, et arrangées en gouttières très plates.

Par leurs dimensions ces cordons s'apparentent aux structures de "type deltaïque" qui s'édifient au front du glacier en milieu continental ou marin. Cependant on remarquera, à Zerga, la rareté des stratifications obliques et l'absence de granuloclassement, habituellement bien développés dans ce type d'esker.

- Les autres cordons kilométriques

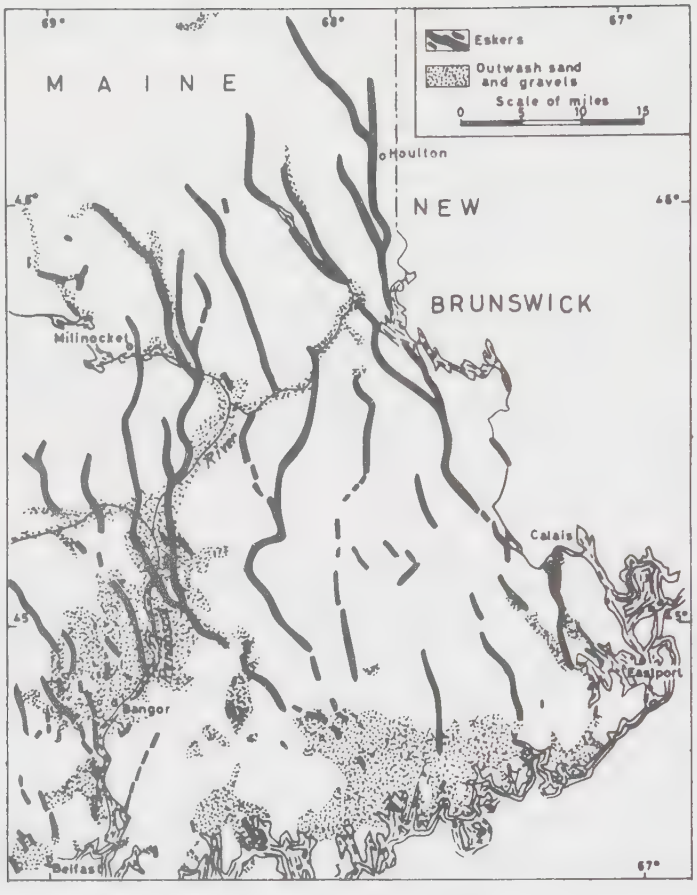
Les cordons kilométriques, mais de taille inférieure à celle de Zerga, du type Njakane (pl. photo. XX), sont difficiles à interpréter. Ils sont liés aux faciès tendres et argileux de OS et ne montrent pas d'orientation privilégiée. Par leur structure ils sont voisins des cordons type Zerga.

- Les comblements de vallées glaciaires ou pseudo-cordons

Avec les pseudo-cordons de type Hanouk (fig. 149 et 150), nous abordons une autre catégorie de structures. Il s'agit de *structures d'abrasion* assimilables, pour une partie d'entre elles, à des canyons, probablement fluvio-glaciaires, ultérieurement remblayées par une épaisse sédimentation détritique à stratification fruste.

Aussi de cette étude des cordons de l'Adrar pouvons-nous conclure que la majorité d'entre ceux-ci sont des eskers. Ces structures ont été reportées sur la carte géologique de OS (fig. 154). On constate que la plupart d'entre elles, et notamment les plus importantes, ont une orientation qui oscille autour de NW-SE. Cette orientation des eskers est probablement liée à l'existence, au moment de leur formation, d'un substratum faiblement mais régulièrement penté vers le NW. A titre de comparaison nous avons reproduit la carte des eskers et dépôts de lavage quaternaires de l'état du Maine aux U.S.A. (fig. 158). On remarquera, compte tenu des échelles différentes, l'air de famille de ces deux cartes où les eskers s'orientent nettement suivant une

direction privilégiée.



LES ESKERS ET DÉPOTS FLUVIO-GLACIAIRES DE L'ETAT DU MAINE (U.S.A) d'après W.W. ATWOOD (1940), *in* J.K. CHARLESWORTH (1966, figure 75, page 424)

Figure 158

Au Sahara central, P. Rognon, O. de Charpal, B. Biju-Duval et O. Gariel (1968) et S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971) ont montré que, mis à part les questions de granulométrie des matériaux de comblement, les paléovallées glaciaires de l'unité IV, très semblables à celle de Hanouk - Glat el Bil, ont été orientées par des mouvements tectoniques. Ceci ne peut s'appliquer à l'Adrar où ces structures, bien que souvent rectilignes, n'ont aucune relation avec les accidents structuraux du substratum.

c) Les galets cisaillés et les fractures en gradin

Nous avons vu, lors de l'étude des formations glaciaires du Précambrien terminal, que les fractures en gradin résultaient probablement de la pression exercée par les glaces sur des sédiments gelés (F. Arbey, 1968 ; S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef, 1971). Le cisaillement des galets de grès-quartzite procède vraisemblablement du même phénomène s'exerçant sur un matériel plus rigide et plus résistant.

d) Conclusions sur l'origine de la formation d'Abteilli

L'étude des principales structures de la formation d'Abteilli en Adrar de Mauritanie

montre que OS est en majeure partie d'origine glaciaire. Cette glaciation de la fin de l'Ordovicien a des caractères particuliers assez déroutants. C'est ainsi que les dépôts grossiers, argiles à blocaux, moraines, sont absents, tout comme les substratums moutonnés ou striés. Pourtant il semble bien que l'Adrar se situe, à cette époque, à la périphérie de l'inlandsis, dans une zone où érosion et sédimentation sont particulièrement actives.

2) Caractères originaux de la glaciation de la fin de l'Ordovicien en Adrar de Mauritanie

a) L'inlandsis s'est avancé sur un substratum plat et altéré

Jusqu'à maintenant nous avons insisté sur l'importance de la discordance de ravinement du mur de OS, illustrée par les exemples d'Hanouk (fig. 148, 149 et 150), du Guelb Njakane (fig. 147) et d'Abteilli (fig. 151). Il s'agit en fait d'accidents spectaculaires mais localisés ; *dans la plupart des cas il y a au contraire apparente concordance* (accordance) *entre OS et son substratum*. Ceci est particulièrement net sur les plateaux qui constituent le Sud de la feuille au 1/200.000 Chinguetti et le Nord de la feuille Faraoun. Les grès-quartzites massifs de OS reposent le long de Zerga sur la base de CO_{12} (niveau 27, faciès "bois fossile" de Th. Monod, 1952), ou bien sur la partie inférieure de CO_{13} (niveau 34) le long de la falaise Toueïguedit - Guelb Gueydig - Guelb Tensess. La paléosurface d'érosion de la base de la formation d'Abteilli se présente donc comme une surface relativement plane, accidentée de dépressions profondes mais peu étendues. Pour rendre compte de cette morphologie on est amené à envisager une double érosion. Immédiatement après la sédimentation probablement marine des grès à Scolithes de CO_{13} ou après le dépôt de termes CO_{14}, CO_{15} ... ultérieurement érodés et inconnus jusqu'à maintenant, il y aurait eu émersion, altération continentale et début de pénéplanation de l'Adrar. Dans un second temps, au cours de la glaciation "fini-ordovicienne", l'inlandsis, tout en respectant en gros la pénéplaine antérieure, aurait creusé localement de profonds sillons ou canyons.

Ce schéma paléomorphologique de l'Adrar avant et pendant la glaciation "fini-ordovicienne" nous permet d'expliquer certaines particularités lithologiques ou structurales de la formation d'Abteilli. L'existence d'une pénéplaine sableuse, non indurée, explique l'absence ou du moins la rareté des faciès conglomératiques dans OS ; elle explique également l'absence de planchers striés et de substratums moutonnés. Ces remarques s'accordent avec les observations faites par P. Rognon, O. de Charpal, B. Biju-Duval et O. Gariel (1968) et S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971) au Sahara central, où les dépôts glaciaires, bien que plus grossiers qu'en Adrar, restent pauvres en faciès conglomératiques. Selon ces auteurs, cette caractéristique se retrouve dans les dépôts morainiques quaternaires de la plaine germano-polonaise et de la région des grands lacs américains en bordure sud de l'inlandsis quaternaire, notamment dans les dépôts qui se situent en aval de régions gréseuses ou granitiques.

L'abondance des eskers, dont les matériaux sont en grande partie d'origine locale, s'accorde également bien avec l'existence d'une pénéplaine peu pentée, altérée, essentiellement sableuse.

b) Confirmation de l'existence d'une période d'émersion avant le dépôt de OS

Nous pouvons préciser le schéma esquissé ci-dessus par le biais de la composition minéralogique des faciès argileux de OS (tableau d'analyses aux R.X 1). Nous avons vu dans l'étude pétrographique que la fraction argileuse des shales et siltstones argileux de la formation d'Abteilli

est, en moyenne, constituée par 6/10 d'illite ouverte et 4/10 de kaolinite parfois mal cristallisée. Comparée à la minéralogie des roches argileuses des séries 1 et 2, cette composition est exceptionnelle. Pour la première fois la kaolinite apparaît en quantité notable. *Cette kaolinite ne peut pas provenir de l'érosion du substratum "cambro-ordovicien" qui n'en contient pratiquement pas* (tableau d'analyses aux R.X 1) ; nous verrons dans le dernier paragraphe que la polarité de l'inlandsis interdit d'envisager que le socle puisse être la source de cette kaolinite. On est alors amené à rapprocher deux données : la formation de la kaolinite et l'épisode de pénéplanation et d'altération antérieur à la glaciation.

A partir de ces éléments on peut essayer de reconstituer l'histoire de l'Adrar durant l'Ordovicien. Après le dépôt des grès-quartzites à Scolithes à *Lingulella* et *Tomasina* (CO_{13}) d'âge Trémadoc probable et éventuellement d'autres formations dont il ne reste rien à l'affleurement, l'Adrar émerge et est soumis à une érosion mécanique faible et à une altération chimique modérée capable de transformer une partie des feldspaths en kaolinite, tout en entraînant une désagrégation des grès. Dans un même ordre d'idée, les quartz "striés et griffés", fréquents dans OS, pourraient avoir une double origine. Ils pourraient être hérités de la série 2, et notamment de CO_{12} et CO_{13} qui en contiennent, ou tout aussi bien avoir été façonnés durant l'émersion "ordovicienne" selon un processus qui reste à déterminer.

Du même coup se trouve expliquée l'absence ou la très faible épaisseur de l'Ordovicien en Adrar. A priori deux hypothèses pouvaient être retenues :

- dépôt d'une série ordovicienne ultérieurement érodée par, ou avant, la glaciation "fini-ordovicienne" ;
- émersion de l'Adrar à l'Ordovicien et lacune de ce système ;

ces deux hypothèses pouvant d'ailleurs se combiner.

Si les résultats de l'étude pétrographique montrent qu'à l'Ordovicien il y a certainement eu émersion de l'Adrar et début d'altération continentale, il n'est cependant pas possible de fixer avec précision le début et la durée de cette émersion du fait de l'érosion possible de termes supérieurs à CO_{13}. Il nous reste alors à essayer d'évaluer l'importance de cette évolution continentale à partir des dégradations observées dans les constituants de la formation d'Abteilli. L'apparition de kaolinite, qui est le phénomène le plus marquant, ne nous fournit aucune indication : minéral ubiquiste, la kaolinite se forme aussi bien sous les climats tropicaux que sous les climats tempérés.

L'histoire de l'Adrar à l'Ordovicien reste donc obscure sur deux points importants :

- la durée de l'émersion qui peut s'échelonner entre 50 MA et quelques millions d'années;
- l'origine de l'altération enregistrée dans le matériel de OS, qui peut être, soit contemporaine de l'émersion, soit liée au contraire au climat froid qui a immédiatement précédé l'arrivée de l'inlandsis de la fin de l'Ordovicien, soit encore procéder des deux.

Au Sahara central, S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971), en se fondant sur le caractère inachevé des topographies ennoyées par les formations glaciaires, penchent pour une émersion et un façonnement continental de courte durée.

Une méthode pour faire avancer ce problème consiste à étudier d'un point de vue paléoclimatique les séries ordoviciennes les plus proches de l'Adrar, c'est-à-dire celles de l'Anti-Atlas

été définis, ils sont surmontés par des grès fins micacés qui renferment une faune de Graptolites datée par S. Willefert du Llandovery inférieur-moyen.

La formation d'Abteilli a donc, en Adrar, un âge compris entre le Trémadoc et le Llandovery inférieur-moyen. Nous voyons que l'imprécision est grande puisque OS peut correspondre à une tranche de temps voisine de 50 MA.

Dans l'Anti-Atlas, J. Destombes (1968 a et b) a pu dater la discordance de ravinement qui sépare la formation de Ktaoua supérieur à la base, de la formation des grès du 2ème Bani assimilable à OS. Cette discordance est encadrée par des faunes d'âge ashgill supérieur ; elle peut donc être elle-même datée avec précision de l'Ashgill supérieur. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce problème dans le chapitre des corrélations.

Par contre, au Sahara central, les compagnies pétrolières proposent pour la discordance de ravinement de la base de l'unité IV, équivalent de la formation d'Abteilli, un âge caradoc.

En conclusion, en Afrique occidentale, cette discordance de ravinement est datée en gros de l'Ordovicien supérieur. La formation glaciaire (Unité IV, série de Garat el Hamoueïd, du 2ème Bani ou d'Abteilli), quant à elle, s'est déposée entre le Caradoc ou l'Ashgill et le Llandovery inférieur-moyen. Appliquée à l'Adrar de Mauritanie cette chronologie laisse apparaître entre CO_{13} et OS un hiatus d'une cinquantaine de millions d'années qui correspond à une partie (?) du Trémadoc, à l'Arenig, au Llandeilo, au Caradoc en totalité ou en partie et, peut-être, à l'Ashgill inférieur. Durant une partie de ce temps l'Adrar serait resté émergé.

5) Conclusions

Le tableau XXXV résume la stratigraphie proposée pour la formation d'Abteilli. Il faut insister sur le fait que plusieurs données de cette succession stratigraphique sont hypothétiques. A ceci une raison principale, la mauvaise qualité des affleurements de OS.

C'est pourquoi, dans l'établissement de cette échelle stratigraphique, nous avons été amené à utiliser, en plus des données fournies par le levé de coupes, des informations touchant au mode de formation et à la signification sédimentologique de certains faciès. Par exemple aucune observation de terrain ne nous permet de placer les shales à blocaux de Njakane sous l'alternance de shales, siltstones et grès-quartzites observée à Abteilli. Nous l'avons fait au nom d'une certaine logique de la sédimentation glaciaire qui veut qu'en général, les séries glaciaires débutent par des faciès conglomératiques. Toutefois il n'est pas impossible que ces deux faciès soient par exemple synchrones.

Les risques d'erreur sont donc plus grands dans la succession stratigraphique de OS que dans les logs fournis dans l'étude des séries 1 et 2, ceci étant dû à l'utilisation de données pétrogénétiques faisant largement appel à l'interprétation et à l'hypothèse.

Deux caractéristiques essentielles de la glaciation fini-ordovicienne en Adrar de Mauritanie apparaissent clairement sur le tableau XXXV. C'est, d'une part, l'apparente simplicité de l'histoire de cette glaciation et, d'autre part, l'importance des eskers, particulièrement développés dans la partie supérieure de OS.

En Adrar la glaciation fini-ordovicienne se limite semble-t-il à l'arrivée de l'inlandsis, à son "stationnement" et son retrait progressif vers le Sud-Est. Cependant l'étude de la glaciation du Précambrien terminal dans les Jbéliat nous a montré que les péripéties d'une glaciation

			Chrono et lithostratigraphie	Mouvement de la mer	Climatologie
SERIE 3	S	SILURIEN	Formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig S CONCORDANCE ; LIMITE LITHOLOGIQUE NETTE		
	Formation glaciaire d'Abteilli OS	ORDOVICIEN SUPERIEUR ?	Grès-quartzites massifs, fins à moyens, à rares passées grossières, à grands Scolithes et à faunule de Brachiopodes et de Lamellibranches. Remaniement par la mer de sables glaciaires.	TRANSGRESSION MARINE	réchauffement du climat
			Eskers de type Zerga (méga-cordons) : grès-quartzites fins à moyens, à débit monumental, à rares stratifications obliques.	?	début de fonte de l'inlandsis
			DISCORDANCE DE RAVINEMENT	EVOLUTION CONTINENTALE EN CLIMAT GLACIAIRE	
			Alternance de shales, de siltstones et de grès-quartzites à nombreuses stratifications obliques et à figures de slumping (coupe d'Abteilli et du Guelb el Mouch). Sédimentation détritique fine marine ou lacustre.		Climat glaciaire
			Shales à blocaux, à intercalations de siltstones (coupe du Guelb Njakane) avec, à la base, des *eskers de petite taille de type Guilemsi* (micro-cordons ou "vermisseaux").		
			DISCORDANCE DE RAVINEMENT : GLACIATION	← ARRIVEE DE L'INLANDSIS	
SERIE 2	Gr. des Plateaux d'Oujeft CO_{g-13}	CAMBRIEN ORDOVICIEN INF.	Grès-quartzites et grès fins à Scolithes et à *Lingullella* et *Tomasina* de Terguent CO_{13}. Sommet du groupe des Plateaux d'Oujeft.	EMERSION durée ? Altération continentale TRANSGRESSION MARINE	? Climat probablement peu agressif

Tableau XXXV : Succession stratigraphique schématique de la formation d'Abteilli OS en Adrar de Mauritanie.

ne sont enregistrées qu'en quelques points privilégiés. Il est donc possible que la simplicité de l'histoire de la glaciation fini-ordovicienne, en Adrar, ne soit qu'une apparence trompeuse. Nous verrons, un peu plus loin, qu'au Tagant la stratigraphie de OS se complique.

Les eskers de type Zerga, qui constituent un véritable épisode dans la partie supérieure de OS, se retrouvent au Tagant et dans le Hodh. Si nous admettons qu'ils sont formés, au front du glacier, par les eaux de fonte des glaces, nous sommes amenés à considérer que leur développement maximal correspond au retrait de l'inlandsis. Nous avons vu que ces eskers pourraient ne pas être partout synchrones ; ils jalonneraient alors le retrait de la calotte glaciaire vers le Sud-Est. Ceci montre l'intérêt qu'il y a à étudier une formation glaciaire sur une vaste surface. La reconstitution de l'histoire d'une glaciation se fait à partir de l'évolution verticale des faciès (étude des coupes) mais aussi, et surtout, à partir de leur évolution latérale.

Tout au long de cette étude de la formation d'Abteilli, il n'a guère été question de la distinction opérée par S.W. Carey et N. Ahmad (1960) entre glaciers à semelle liquide et à semelle solide (fig. 102 et tabl. XXI). Cette différence est difficilement applicable en Adrar. L'abondance des eskers qui, en général, caractérisent la sédimentation des glaciers à semelle liquide, doit être interprétée prudemment. Nous avons montré que cette abondance était probablement en grande partie due à l'existence d'un substratum sableux non induré, avec quelques îlots rocheux (rares galets de grès-quartzites à Scolithes), que l'inlandsis pouvait aisément éroder et remanier. *D'une façon plus générale, il semble que la lithologie du substratum ait une importance primordiale dans la détermination des caractéristiques de la sédimentation glaciaire continentale.*

B - *CORRELATIONS AVEC LES REGIONS VOISINES*

La mise en évidence d'une période glaciaire à la fin de l'Ordovicien est une découverte récente datant d'une dizaine d'années. A notre connaissance, c'est dans le Hodh (région de Tichit), et durant la campagne de terrain 1962-63, que la glaciation fini-ordovicienne a été découverte par les géologues pétroliers de la Société Africaine des Pétroles (S.A.P.). Cette découverte est restée inédite. Les premières publications démontrant le caractère glaciaire de la sédimentation fini-ordovicienne sont celles de J. Sougy et J.-P. Lécorché (1963 a et b) sur le Zemmour, bordure sud du bassin de Tindouf, et de J. Debyser, O. de Charpal et O. Merabet (1965) sur le Sahara central.

1) Le Hodh

Bien que la glaciation fini-ordovicienne ait été découverte là pour la première fois, à ce jour rien n'a été publié sur cette région dont la géologie reste fort mal connue.

Avec M. Deynoux, qui prépare une thèse sur les formations glaciaires anciennes d'Afrique de l'Ouest, nous avons reconnu rapidement, en 1970, la falaise du Hodh entre Tichit à l'Ouest et Oualata à l'Est. De cette brève reconnaissance, qui sera certainement suivie d'études plus détaillées, nous extrairons deux faits importants :

- dans la région de Tichit, l'équivalent de la formation d'Abteilli renferme un conglomérat à blocaux, parfois décimétriques, de socle et de grès-quartzites, présentant plusieurs caractères de tillite.

- les cordons décrits en Adrar, où ils ont été interprétés comme des eskers ou des

remplissages de paléovallées fluvio-glaciaires, ont été retrouvés tout le long de la falaise du Hodh où ils sont orientés ESE-WNW.

2) Le Hank

Les grès de l'Erg Chech, définis par J.R. Villemur (1967), ont été subdivisés, à proximité de Mejahouda, en deux ensembles discordants (J. Marchand, R. Trompette et J. Sougy, 1972) :

- à la base un ensemble épais de plus de 500 m de grès-quartzites verdâtres à stratifications obliques et de grès-quartzites à Scolithes. C'est, en première approximation, l'équivalent du groupe des Plateaux d'Oujeft de l'Adrar.
- au sommet, et débutant par une discordance de ravinement, des grès-quartzites fins à grossiers renfermant localement des galets striés centimétriques à décimétriques de grès-quartzite et plus rarement de socle. Ces grès, le plus souvent peu épais, au moins en partie d'origine glaciaire, sont l'équivalent de la formation d'Abteilli OS.

La formation glaciaire de la fin de l'Ordovicien se retrouve donc avec des caractères peu différents dans le Hank où cependant, à cause du manque de relief, elle est beaucoup plus difficile à caractériser qu'en Adrar.

3) Le Tagant ou Taganet

La stratigraphie de l'"Ordovicien" de cette région a été revue récemment par O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969). Nous résumerons les conclusions de cette première étude que poursuit plus en détail O. Dia (1972).

L'équivalent de la formation d'Abteilli a été subdivisée en cinq niveaux (fig. 159) qui sont de bas en haut :

a) Les grès-quartzites d'Aghaoujeft (O_4a)

Ce sont des grès-quartzites massifs, durs, à débit en gros blocs, à patine claire, souvent mal stratifiés. Ils débutent localement par un mince conglomérat vacuolaire, à galets de quartz dominant, de quartzite, et très rarement de socle, et à pastilles de shale.

Les grès-quartzites d'Aghaoujeft sont discordants (fig. 159) sur les grès-quartzites à Scolithes de O_3 (= CO_{12} et CO_{13} en partie) et même, localement, sur les grès-quartzites à stratifications obliques de O_2b (CO_{11}).

b) Les shales de l'Oued Nouehjenna (O_4b)

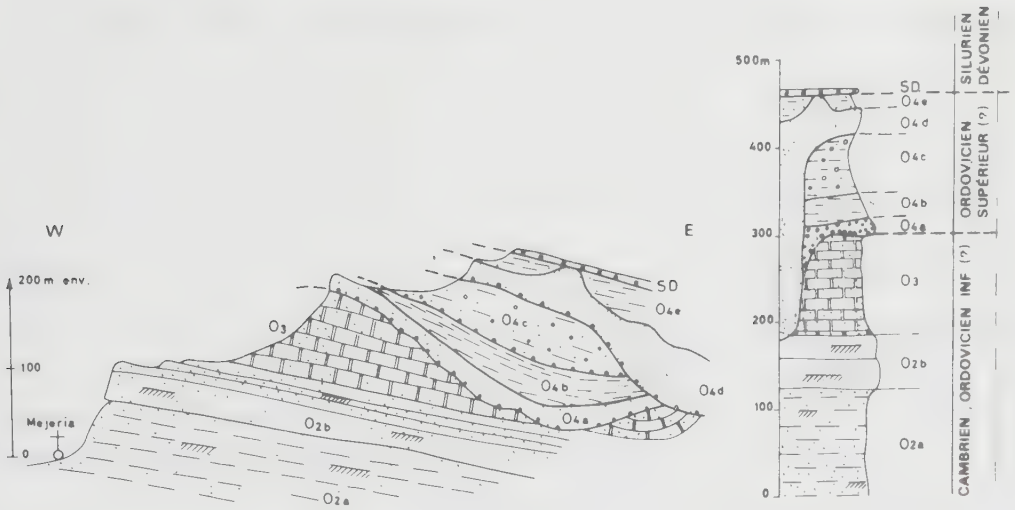
Souvent micacés, épais d'une trentaine de mètres, ils évoquent le faciès des shales à Graptolites du Llandovery de l'Adrar.

c) Les grès moutarde conglomératiques (O_4c)

Ces grès, dont l'épaisseur varie de 30 à 100 m, sont hétérogranulaires avec parfois deux populations distinctes de quartz. Ils sont un peu argileux, non stratifiés, à structure isotrope responsable de l'aspect en "cervelle" des affleurements. Localement ces grès renferment des galets

centimétriques ou décimétriques, certains tronçonnés, d'autres portant de profonds coups de gouge.

O_4c repose en discordance de ravinement sur les shales de O_4b (fig. 159).



SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU TAGANT. LOG SYNTHÉTIQUE ET RELATIONS GÉOMÉTRIQUES DES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

d'après O. DIA, J. SOUGY et R. TROMPETTE, 1969

Corrélations proposées avec la série de l'Adrar:

O_{2a} = CO_{10} $\quad$ O_3 = CO_{12} et CO_{13} en partie

O_{2b} = CO_{11} $\quad$ O_4 = OS

Figure 159

d) Les grès-quartzites à "corridors" (O_4d)

Ils sont épais de 20 à 80 m, très massifs, souvent mal stratifiés et évoquent les faciès à débit monumental qui, en Adrar, forment des méga-cordons de type Zerga. Ils débutent, localement, par un mince conglomérat à galets de socle.

O_4d ravine tous les faciès décrits ci-dessus et peut même reposer, par endroits, en discordance angulaire sur les grès à Scolithes du substratum.

e) Les grès moutarde (O_4e)

Ils sont épais de 0 à 30 m et sont, pétrographiquement, très voisins de O_4c.

L'équivalent de la formation d'Abteilli se caractérise donc, au Tagant, par une sédimentation complexe à nombreux ravinements, où s'individualisent cinq unités lithostratigraphiques. Cette complexité s'oppose à la simplicité du schéma proposé en Adrar (tabl. XXXV).

Le caractère glaciaire de cette sédimentation avait été avancé prudemment, étant donné l'absence d'arguments décisifs, par O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969). Il semble confirmé par les structures sédimentaires reconnues dans le O_4d. Il s'agit de méga-cordons qui, comme en

Adrar, correspondent à des eskers ou à des remplissages de vallées glaciaires. Ces structures n'ont pas été étudiées en détail par O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969) qui se sont surtout attachés à débrouiller la lithostratigraphie de cette formation glaciaire.

La pluralité des discordances confirme le caractère complexe des dépôts de la glaciation fini-ordovicienne au Tagant. La discordance angulaire observée localement entre O_4d et les grès-quartzites à Scolithes peut être considérée comme un écho, vers le Nord, des mouvements "taconniques" dont les manifestations sont plus importantes en Guinée et au Sénégal oriental (J.-P. Bassot, 1966).

Les corrélations entre l'Adrar et le Tagant sont, dans le détail, difficiles à établir. O_4c pourrait représenter l'équivalent des shales conglomératiques de la base de la coupe 53 du Guelb Njakane ; O_4d peut être assimilé aux grès-quartzites durs, massifs, à débit monumental qui, en Adrar, forment les principaux cordons et couronnent toutes les coupes de OS. Enfin, mais ceci reste hypothétique, O_4a et O_4b pourraient être en partie l'équivalent de la sédimentation fine observée dans les coupes 54 et 56 d'Abteilli et du Guelb el Mouch.

Comme en Adrar, les figures de slumping sont nombreuses dans O_4b, O_4c et O_4e ; elles indiquent qu'une partie de ces sédiments s'est mise en place par glissement et fluage le long de pentes, un peu à la manière des coulées boueuses. Une autre particularité de O_4 au Tagant est la présence de quelques petits galets de socle à la base de O_4a et O_4d.

En conclusion, les formations glaciaires fini-ordoviciennes du Tagant sont, du point de vue sédimentologique, proches de leurs homologues de l'Adrar. Elles en diffèrent par une stratigraphie plus compliquée qui traduit une histoire de la glaciation plus complexe ou mieux enregistrée qu'en Adrar, avec probablement plusieurs avancées de l'inlandsis.

4) Le Sénégal oriental et la Guinée

Au-dessus des grès rouges et feldspathiques, qu'à titre d'hypothèse nous avons rapprochés de CO_{10}, J.-P. Bassot (1966) décrit 300 à 500 m de grès blancs dits de Banharé Dombiagui et Badiar, hétérogranulaires et à stratifications obliques. Ces grès correspondent aux grès de la Sala et de Lelouma de M. Arnould, J.-M. Aymé et R. Guillaume (1959) qui sont quartzitiques à la base et ruiniformes au sommet. Plus au Sud, en Guinée, plusieurs géologues et notamment L. Delaire (1947), cité par J.-P. Bassot, ont montré que les grès blancs subhorizontaux étaient discordants sur la série assimilée à l'époque au Cambrien. Cette discordance angulaire est soulignée par un conglomérat à galets de quartz. Nous verrons, un peu plus loin, que, dans la région de Télimélé, ces grès blancs supportent en concordance des shales à Graptolites du Silurien.

A titre d'hypothèse nous proposons d'assimiler ces grès blancs du Sénégal oriental et de Guinée à la formation d'Abteilli. Dans le Sud du bassin de Taoudeni la discordance de ravinement de la base de OS passerait à une discordance angulaire. La tectonique hercynienne du Nord du bassin relaierait la tectonique calédonienne (s.l.) du Sud. Ce relai se ferait au Tagant dans la région de Moudjeria où O. Dia, J. Sougy et R. Trompette (1969) signalent *une discordance angulaire* au sein de OS.

5) Le Zemmour et le Rio de Oro

Au Zemmour l'équivalent de la formation d'Abteilli est le groupe de Garat el Hamoueïd

(J. Sougy, 1956 et 1964) qui ravine le socle précambrien granitisé, le groupe d'El Thlethyate à Stromatolites attribué à l'Infracambrien ou au Précambrien supérieur, et le groupe de l'Oumat el Ham qui représenterait le Cambrien ? et l'Ordovicien inférieur (Trémadoc, Arénig inférieur).

L'origine glaciaire du groupe de Garat el Hamoueïd, épais au maximum de 150 - 200 m, a été démontrée par J. Sougy et J.-P. Lécorché (1963 a et b) dans la région de Gara Foug Gara. Nous résumerons les principales caractéristiques de ce groupe :

- les grès sont le faciès dominant ; ils sont mal stratifiés, massifs, souvent lenticulaires ce qui rend les corrélations de détail entre les coupes difficiles voire impossibles. Ils sont accompagnés de shales et de siltstones.

- les niveaux conglomératiques ne sont pas rares. Les galets, centimétriques ou décimétriques, atteignent parfois 1 m exceptionnellement 5 m. Leur nature est variée : granite, rhyolite, grès, grès phosphaté, grès-quartzite, psammite. Ils sont souvent polyédriques, en forme de fer à repasser, avec fréquemment des angles rentrants et des faces concaves. Ils peuvent être striés (J. Sougy et J.-P. Lécorché, 1963 a, photographie de la page 4472), cannelés ou cupulés. Comme dans la tillite du Précambrien terminal de l'Adrar, ils sont fréquemment enrobés d'une fine "peau" ocre à blanchâtre, partiellement carbonatée. Le ciment est un grès hétérogranulaire, légèrement argileux, à débris de roches notamment de pélites vertes fragiles.

- le substratum de la série glaciaire présente une surface irrégulière accidentée, de bosses et de dépressions(J. Sougy, 1961, fig. 27 et Pl. I). Sous le groupe de Garat el Hamoueïd, les pélites du groupe de l'Oumat el Ham sont souvent bousculées et froissées ; ceci est à rapprocher des observations faites dans la coupe de Lekhleïgate (série 1) où le substratum de la tillite du Précambrien terminal est violemment plissoté (p.269). Un plancher glaciaire avec des cannelures orientées E-W a été repéré sur le socle granitisé du Précambrien de la dorsale réguibat, à Er Rgheoua.

La présence de niveaux conglomératiques à faciès de moraine différencie le groupe de Garat el Hamoueïd du Os de l'Adrar et du O_4 du Tagant. L'abondance des galets de socle s'explique par la proximité des formations précambriennes de la dorsale réguibat.

Le groupe de Garat el Hamoueïd se prolonge au Rio de Oro où il forme, entre les longitudes 14° et 15° et les latitudes 21° 55 et 23° 40, une étroite bande de terrain longue de 200 km (G. Bronner et J. Sougy, 1969). Il y est épais de 10 à 30 m, essentiellement détritique, discordant sur le socle du Tiris et surmonté soit en apparente concordance par les shales et calcaires du Silurien, soit en discordance tectonique par lés nappes allochtones des Mauritanides.

Dans toute cette région dite de l'Amgala, le groupe de Garat el Hamoueïd est, au moins en partie, d'origine glaciaire. Il renferme des grès argileux jaunes, des argiles microconglomératiques, des grès à figures de slumping, des conglomérats à galets parfois striés, parfois à faces d'usure planes, ainsi que quelques blocs erratiques de plusieurs m^3.

Le groupe glaciaire de Garat el Hamoueïd défini au Zemmour (J. Sougy, 1956, 1961 et J. Sougy et J.-P. Lécorché, 1963 a et b) se poursuit donc au Rio de Oro où il est cependant très mince. C'est, en Afrique de l'Ouest, le jalon le plus occidental de la glaciation de la fin de l'Ordovicien.

6) La bordure sud du bassin de Tindouf à l'Est du Zemmour

La stratigraphie de cette portion du bassin de Tindouf est controversée. Schématiquement, on distingue, entre le socle granitique de la dorsale réguibat et la base des shales siluriens, un ensemble gréseux, peu épais (0 à quelques centaines de mètres), que l'on subdivise en deux :

- à la base des grès marins, fossilifères, plissés, rarement conservés, que l'on rattache à l'Ordovicien notamment à la suite des travaux de P. Dourthe et O. Serra (1961) ;

- au sommet les *grès d'Aouinet Legraa* (P. Gévin, 1960), blancs, souvent grossiers, discordants sur les grès inférieurs ou sur le socle.

Les grès d'Aouinet Legraa renferment des niveaux conglomératiques, à galets de socle pouvant dépasser 1 m^3 qui, selon P. Gévin (1966 et 1968 a, b et c), seraient des tillites marines. Ils renferment également des structures voisines des sols polygonaux (P. Gévin et N. Mongereau, 1968 a). Les grès d'Aouinet Legraa seraient donc, au moins en partie, d'origine glaciaire. Il paraît logique de les comparer à la série de Garat el Hamoueïd au Zemmour, à l'unité IV au Sahara central et à la formation d'Abteilli en Adrar de Mauritanie.

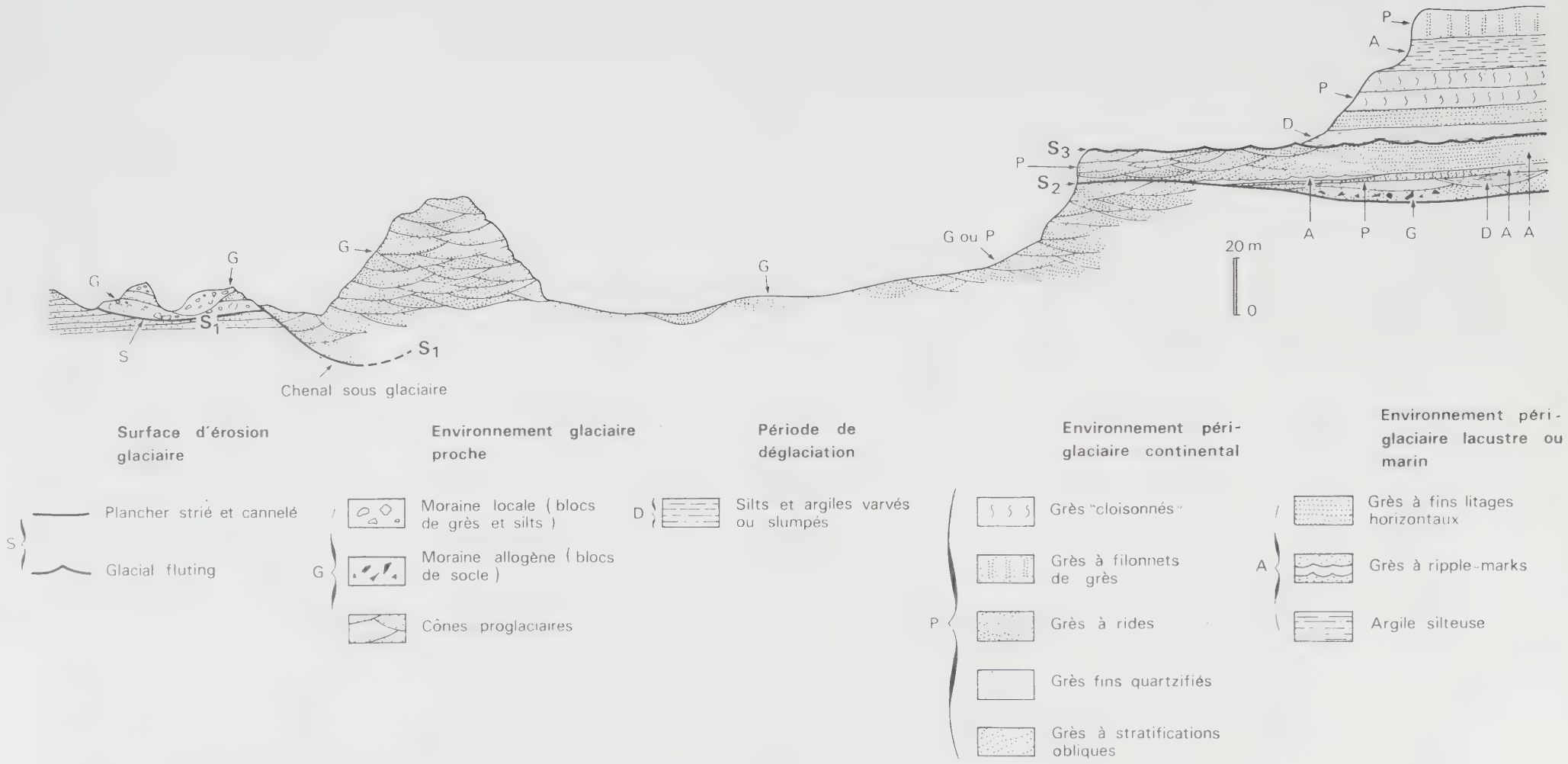
P. Gévin (1966 et 1968 c) propose d'assimiler les niveaux glaciaires des grès d'Aouinet Legraa à ceux décrits par plusieurs auteurs et notamment par B. Biju-Duval et O. Gariel (1969) à l'extrémité nord du bassin de Taoudeni, non loin de la frontière algéro-mauritanienne. Selon P. Gévin, dans les parties sud du bassin de Tindouf et nord du bassin de Taoudeni, il n'y aurait qu'*une seule glaciation* d'âge ordovicien terminal. Cette assimilation est erronée, car la tillite qui affleure au Nord du bassin de Taoudeni, entre El Guettatira et Grizim, est d'âge éocambrien ou précambrien terminal (B. Biju-Duval et O. Gariel, 1969 ; J. Marchand, J. Sougy et G. Rocci, J.P.-H. Caron, M. Deschamps, B. Simon, M. Deynoux, C. Tempier et R. Trompette, 1971). Il existe donc bien deux niveaux glaciaires distincts dans le bassin de Taoudeni. Dans le Hank, la tillite de la fin de l'Ordovicien est effectivement présente au sommet des grès de l'Erg Chech (J. Marchand, R. Trompette et J. Sougy, 1972). Elle est séparée de la tillite du Précambrien terminal par les séries de l'Azlaf, du Kreb en Naga et de l'Erg Chech inférieur, soit par plus de 1.500 m de sédiments. En Adrar, les deux tillites sont séparées, comme on l'a vu, par environ un millier de mètres de sédiments constitués par les parties moyenne et supérieure du groupe de Bthaat Ergil et par les groupes de la Falaise d'Atar et des Plateaux d'Oujeft.

A la Gara Sayada, S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971, p. 75) décrivent une série d'écailles constituées de grès marins fossilifères de la série inférieure et de grès glaciaires de la série supérieure. Ces écailles seraient provoquées par la poussée tangentielle exercée par les glaces sur un substratum gelé. P. Gévin (1960 et 1968 a) et P. Dourthe et O. Serra (1961) avaient auparavant proposé des hypothèses contradictoires pour expliquer ce phénomène.

7) L'Anti-Atlas (Maroc)

Selon J. Destombes (1971), l'Ordovicien de l'Anti-Atlas, épais au maximum de 2.500 m, comprend quatre grands groupes qui sont de bas en haut :

- le groupe des schistes des Feijas externes
- le groupe des grès du 1er Bani
- le groupe du Ktaoua



DIVERSITÉ DE LA SÉDIMENTATION GLACIAIRE AU SEIN DE LA FORMATION DE TAMADJERT _ COUPE LEVÉE DANS LE TASSILI OUAN AHAGGAR PAR S. BEUF, B. BIJU-DUVAL, O. DE CHARPAL, P. ROGNON, O. GARIEL ET A. BENNACEF (1971)

Figure 160

- le groupe des grès du 2ème Bani.

Nous décrirons rapidement la partie supérieure de cette série ordovicienne, c'est-à-dire les groupes de Ktaoua et des grès du 2ème Bani.

. *Le groupe du Ktaoua* comprend de bas en haut 3 formations :

- *la formation argilo-gréseuse inférieure du Ktaoua* est rattachée au Caradoc inférieur et moyen
- *la formation gréseuse supérieure de Tiouririne à l'Est et de Rouid Aïssa à l'Ouest*, rattachée au Caradoc supérieur, est constituée de grès grossiers ferrugineux qui, vers l'Ouest, dans le Tafilalt, passent à de véritables conglomérats à galets de granite originaires du Sud de l'Anti-Atlas (J. Destombes, 1963 a et b). Localement ces grès peuvent également passer à des biostromes à Bryozoaires.
- *la formation argileuse supérieure du Ktaoua*, rattachée à l'Ashgill, est constituée de shales plus ou moins gréseux à minces niveaux de calcaire à Bryozoaires et à sphéroïdes carbonatés fossilifères.

. *Le groupe des grès du 2ème Bani*, rattaché à l'Ashgill supérieur, repose par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement sur n'importe quelle formation du groupe du Ktaoua et même localement, dans le Zini, sur le groupe des grès du 1er Bani. Selon J. Destombes (1968 a et b), c'est un ensemble glaciaire constitué de grès grossiers conglomératiques, de grès argileux moutarde ou roses renfermant des galets souvent polyédriques de carbonate, de granite, de rhyolite, et même de véritables fragments de couches de grès. Au sein de cet ensemble grossier, en grande partie continental et qui peut contenir des planchers striés (J. Destombes, 1968 b), figurent quelques intercalations marines, fossilifères, à Brachiopodes et Crinoïdes permettant de dater de l'Ashgill supérieur la discordance de ravinement de la base du groupe.

Dans l'Anti-Atlas, la glaciation de la fin de l'Ordovicien est donc datée avec précision Elle y apparaît comme un phénomène extrêmement bref, quasi instantané à l'échelle géologique. Cependant la signification des conglomérats à galets de socle de la formation gréseuse supérieure de Rouid Aïssa dans le Tafilalt reste énigmatique. Il serait intéressant de voir si ces conglomérats ne peuvent pas être liés à une incursion précoce des glaces dans l'Est de l'Anti-Atlas. Quoiqu'il en soit l'Anti-Atlas s'impose, dès maintenant, comme une région privilégiée pour l'étude de la glaciation de la fin de l'Ordovicien : formation bien datée avec une alternance d'épisodes continentaux et marins qui indique une sédimentation en bordure de l'inlandsis.

8) Le Sahara central

L'équivalent de la formation d'Abteilli OS est l'unité IV ou formation de Tamadjert définie par les géologues pétroliers (Compagnies pétrolières sahariennes, 1964). Son caractère glaciaire a été démontré par J. Debyser, O. de Charpal et O. Merabet (1965), puis dans de nombreux autres travaux des compagnies pétrolières travaillant au Sahara et notamment dans la remarquable synthèse de S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971).

Contrairement à celle de l'Anti-Atlas, cette série se prête assez mal à l'établissement d'une chronostratigraphie fine. Par contre, sur tout le pourtour du Hoggar, elle est très favorable à une étude de la dynamique de l'érosion et de la sédimentation d'un inlandsis. C'est ce point de vue qui a particulièrement été développé dans l'ouvrage de S. Beuf *et al.* (1971) cité ci-dessus.

L'âge de l'unité IV est mal connu. Schématiquement celle-ci repose le plus souvent sur un substratum gréseux ordovicien inférieur ou moyen, et est coiffée par les argiles à Graptolites du Llandovery inférieur ou moyen. Généralement un âge caradoc est attribué à la discordance de ravinement de la base de l'unité IV, ceci à partir d'arguments paléontologiques non entièrement déterminants, du moins quant à ceux qui sont publiés. Si l'on adopte cette hypothèse, l'unité IV peut alors englober une partie du Caradoc, l'Ashgill et même localement la base du Llandovery inférieur. Toutefois, il faut se rappeler qu'il ne s'agit que d'une hypothèse basée sur des études paléontologiques le plus souvent sommaires.

La glaciation de la fin de l'Ordovicien au Sahara central est un phénomène complexe qui se traduit par plusieurs avancées et reculs de l'inlandsis. Nous résumerons les principales caractéristiques de cette glaciation étudiée en détail par S. Beuf *et al.* (1971). A la discordance de ravinement basale, dont nous avons discuté l'âge, s'ajoutent plusieurs autres discordances de ravinement internes qui correspondent aux multiples avancées de l'inlandsis. Ces discontinuités, modelées par les glaces, présentent des surfaces moutonnées, bosselées, souvent polies, entaillées localement de profondes vallées aux flancs redressés. On y observe fréquemment de très beaux planchers glaciaires, souvent parfaitement conservés, avec des stries, des figures d'arrachement en croissants et des cannelures. La poussée tangentielle des glaces lors des multiples avancées de celles-ci peut également se traduire par un écaillage du substratum ou (et) des formations glaciaires déposées lors d'une avancée antérieure. Toutes ces figures liées à l'érosion du glacier permettent de déterminer la polarité de la glaciation : au Sahara central, les glaces se déplaçaient du S ou du SSE vers le N et le NNW avec quelques petites irrégularités locales.

S. Beuf *et al.* (1971) vont envisagé la sédimentation glaciaire sous son aspect dynamique en essayant de replacer chaque faciès dans le contexte d'une sédimentation de calotte glaciaire (fig. 160) tel qu'on se le représente actuellement à partir de l'étude de la glaciation quaternaire et des rares modèles actuels. Les dépôts glaciaires sont extrêmement variés :

- à son front l'inlandsis de la fin de l'Ordovicien a déposé des *tillites de fond* constituées de matériaux transportés à la base des glaces et des *tillites de fonte ou d'ablation* constituées de matériaux enprisonnés dans la glace et libérés lors de la fusion de celle-ci. Toutes les tillites sont, en général, sableuses et pauvres en blocs.

- ces dépôts morainiques sont remaniés et triés par les eaux de fonte qui édifient soit de *vastes épandages de sédiments fluvio-glaciaires*, encore appelés sédiments de lavage de moraine, soit des *cordons*, corps sédimentaires à allure méandriforme, décrits pour la première fois à la partie supérieure de la formation de Tamadjert par S. Beuf, L. Montadert et J. Debyser (1962). Ces structures sont formées de sédiments fluviatiles déposés en zones proglaciaire et périglaciaire ; elles sont équivalentes aux cordons de type Zerga en Adrar bien que toutefois plus riches en dépôts grossiers et en grès à stratifications obliques. On notera que l'interprétation de ces structures varie légèrement selon les auteurs : eskers formés à proximité du front des glaces lors du recul de l'inlandsis selon nous, ou dépôts fluviatiles pouvant s'édifier loin du glacier selon S. Beuf *et al.* (1971).

- *les dépôts et structures périglaciaires* sont également bien représentés dans l'unité IV : sols polygonaux, grès à structure cloisonnée probablement formés par le gel (ibid., p. 286 et 291), pingos dont certains sont conservés dans un remarquable état de fraîcheur.

- enfin, au Nord de ces régions, dans le domaine nord-africain, l'unité IV est constituée d'*argiles microconglomératiques* qui, formées d'une matrice essentiellement illitique et de

PRINCIPALES DONNÉES SUR LA POLARITÉ DE L'INLANDSIS DE LA FIN DE L'ORDOVICIEN AU SAHARA CENTRAL ET OCCIDENTAL ET DANS L'ANTI-ATLAS

Formations antérieures aux shales à Graptolites du Llandovery et postérieures à la tillite du Précambrien terminal (Cambro-Ordovicien des anciens auteurs)

Stries et cannelures dans les formations glaciaires ou au toit du substratum

Paléovallees glaciaires, eskers

Sens du déplacement de l'inlandsis lorsqu'il est connu

0 250 500 km

OCÉAN ATLANTIQUE

10°

30°

AGADIR

ANTI-ATLAS

J. DESTOMBES, 1962, 1963, 1968 a et b et 1972

CHAINES D'OUGARTA

F. ARBEY, 1968 et 1971

BASSIN DE TINDOUF

P. GEVIN, 1966, 1968 a, b et c et P. GEVIN et N. MONGEREAU, 1968

RIO DE ORO

ZEMMOUR

J. SOUGY et J-P. LÉCORCHÉ, 1963 a et b

G. BRONNER et J. SOUGY, 1969

DORSALE REGUIBAT

HANK

ERG CHECH

J. MARCHAND, R. TROMPETTE et J. SOUGY, 1972

TAOUDENI

RICHAT

ATAR

ADRAR

CHINGUETTI

OUJEFT

20°

BASSIN DE

O DIA J SOUGY et R TROMPETTE 1969

KHATT

TIJIGJA

TICHIT

ARATANE

M. DEYNOUX et R. TROMPETTE inédit

MOUDJERIA

TAGANT

HODH

OUALATA

0°

10°

MOUYDIR

TASSILI N'AJJERS

AHNET

MASSIF DU HOGGAR

S. BEUF, L. MONTADERT et J. DEBYSER, 1962
J. DEBYSER, O. DE CHARPAL et O. MERABET 1965
S. BEUF B. BIJU-DUVAL, J. STEVAUX et G. KULBICKI, 1966
P. ROGNON, O. DE CHARPAL, B. BIJU-DUVAL et O. GARIEL, 1968
S. BEUF, B. BIJU-DUVAL, O. DE CHARPAL, P. ROGNON, O. GARIEL et A. BENNACEF, 1971

TASSILI DU TAFFASSASSET

DJADO

N'AHAGGAR

TASSILI OUA

MASSIF DE L'ADRAR DES IFORAS

MASSIF DE L'AÏR

Figure 161

grains de quartz souvent usés, sont interprétées comme des dépôts d'icebergs dans un environnement marin ou lacustre.

Cette très grande variété lithologique et pétrogénétique des dépôts de la formation de Tamadjert au Sahara central traduit bien la complexité de l'histoire de la glaciation de la fin de l'Ordovicien en Afrique occidentale.

C - CONCLUSIONS

D'une façon générale dans tous les exemples étudiés, on constate que les faciès sableux, le plus souvent fins à moyens, jouent un rôle primordial dans la sédimentation liée à la glaciation de la fin de l'Ordovicien. Les faciès morainiques restent rares et souvent cantonnés à proximité des massifs précambriens émergés à la fin de l'Ordovicien (Hoggar, Zemmour). A l'échelle de l'Adrar de Mauritanie, nous avons proposé une explication à cette constatation : une longue période d'altération continentale aurait précédé la glaciation de la fin de l'Ordovicien ; dans les bassins sédimentaires cambro-ordoviciens, l'inlandsis se serait avancé sur un substratum sableux. Cette émersion est un fait très important et très gênant pour l'étude du phénomène glaciaire. En effet l'inlandsis s'est avancé sur un substratum déjà modelé, reprenant des matériaux portant l'empreinte d'une altération continentale. *Faire la part respective de ce qui est imputable à l'émersion et à la glaciation dans le domaine de la morphologie et de la sédimentologie est souvent très délicat*. Un problème identique se pose dans l'étude des glaciers pléistocènes qui se sont avancés sur un substratum ayant subi un façonnement continental (C. Embleton et C.A.M. King, 1968, p. 2).

La sédimentation glaciaire, en majorité continentale, est parfois entrecoupée d'incursions marines, particulièrement nombreuses dans l'Anti-Atlas où elles sont datées par des faunes.

L'étude de zones limitées comme l'Adrar contribue certainement à la reconstitution de l'histoire de la glaciation de la fin de l'Ordovicien ; les conclusions restent cependant limitées. La reconstitution de l'inlandsis fini-ordovicien et de son évolution passe par l'établissement de vastes synthèses régionales où il est possible de voir comment s'agencent latéralement, sur plusieurs centaines de kilomètres, les principaux faciès et les principales données paléogéomorphologiques. A ce titre, l'évolution des formations glaciaires entre le Hodh et l'Adrar, en passant par le Tagant, soit sur environ 700 km, devrait permettre d'intéressantes conclusions.

A titre indicatif, nous avons reporté sur la carte de la figure 161 les principales figures et structures glaciaires qui, au Sahara central et occidental ainsi que dans l'Anti-Atlas, sont susceptibles de fournir des renseignements sur la polarité de l'inlandsis. La constance des directions indiquées en des points éloignés de 2.500 km est particulièrement remarquable.

Chapitre III

ETUDE DE LA FORMATION DE L'OUED CHIG

Au-dessus des grès-quartzites durs et massifs qui couronnent OS, les shales à Graptolites de l'Oued Chig S forment un talus mou, haut environ de 80 m dans la région de l'Oued Am Jinger. Ce talus tendre est couronné par les grès et grès-quartzites du Dévonien inférieur qui, sur la feuille au 1/200.000 Faraoun, constituent de vastes plateaux plongeant doucement vers le Tagant.

Les shales de S apparaissent comme concordants sur les grès-quartzites du sommet de la formation d'Abteilli dont le toit est très plat. Par contre, il semble bien que le Dévonien inférieur soit discordant sur S. Cette discordance n'est pas directement visible dans les différentes coupes décrites où elle se traduit, cependant, par une brutale discontinuité lithologique soulignée localement par des faciès ferrugineux.

La présence de Graptolites dans cette formation va nous permettre d'établir une stratigraphie relativement fine. La nécessité de récolter d'abondantes faunes jointe aux nombreuses variations de faciès observées nous a obligé à multiplier les coupes. Au total 20 coupes seront décrites. Certaines, très voisines, pourront paraître inutiles ; en réalité, nous verrons que toutes, par un détail lithologique, des épaisseurs précises, ou une faunule de Graptolites peu fréquents, contribuent à l'édification du log stratigraphique final.

Le schéma stratigraphique proposé par Th. Monod (1952), à partir de ses observations de terrains et des déterminations paléontologiques de D. Le Maître (*in* Th. Monod, 1952), distinguait à la base des grès dits d'Ayoun Lebgar d'âge Wenlock coiffés par des schistes rattachés, à Aouinet Telleski, au Ludlow. Nous verrons que cette stratigraphie, basée sur des déterminations de faune trop peu nombreuses, est erronée.

I - DESCRIPTION DES COUPES

Cette description sera subdivisée en trois parties. Nous décrirons d'abord les coupes de la zone tabulaire (moitié orientale de la feuille Faraoun) où S, à dominante argileuse, varie peu, puis les principales coupes de la zone plissée (quartz sud-ouest de la feuille Faraoun) où S se diversifie et s'enrichit en passées de grès et de siltstone, pour terminer par deux coupes situées un peu en marge de la zone étudiée.

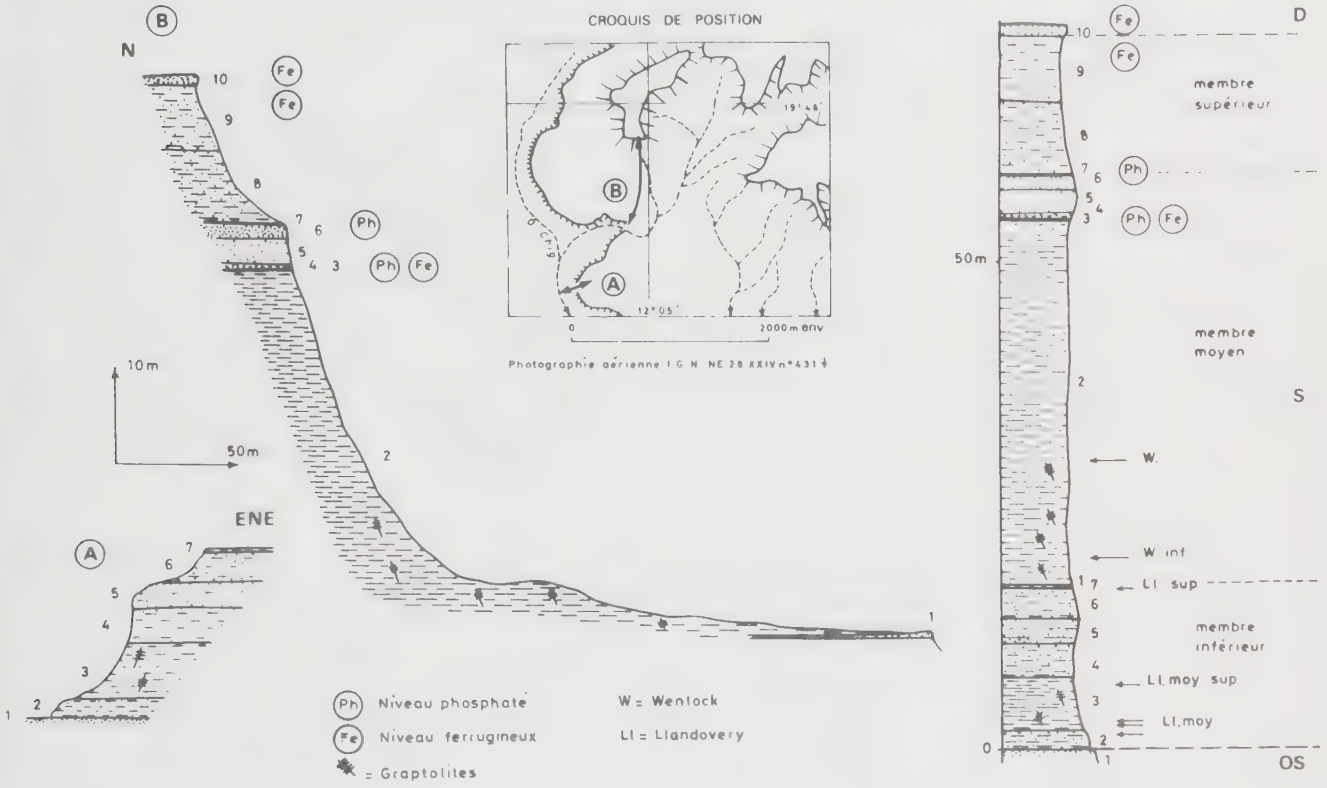
Les échantillons indiqués SAP ont été récoltés par la Société Africaine des Pétroles de Dakar. Toutes les déterminations de Graptolites sont dues à S. Willefert.

A - LA ZONE TABULAIRE

Les shales à Graptolites constituent le soubassement des plateaux qui plongent vers la zone ensablée du Khatt et vers le Tagant.

1) Coupes 60 de Chig amont (fig. 162)

Cette coupe est la plus septentrionale de l'Adrar. Le contact OS-S, dégagé par un oued, est bien visible, ce qui est rare.



COUPES 60 A ET B DE S DANS LA PARTIE AMONT DE L'OUED CHIG

Figure 162

- Coupe 60 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	0,25	S	m. inf.	grès-quartzite fin, à cassure brun mauve piquetée de mouches millimétriques noires, à patine noire, à ripple-marks croisés et à figures de charge ; localement plissoté.	TA 671
6	3,0	S	m. inf.	grès-quartzite très fin à siltstone, micacé, tendre, à débit en plaquettes ; mauvais affleurements.	TA 670
5	2,7	S	m. inf.	grès-quartzite fin, légèrement ferrugineux, à cassure grisâtre mouchetée de points rouille ou verdâtres, à patine brune et à nombreuses empreintes de courant (notamment des *brush-marks*) ; sédimentation irrégulière, amygdalaire.	TA 669 L.M.

4	3,5 env.	S	m.inf.	grès très fin et siltstone à ciment argilo-ferrugineux, souvent micacés, bruns, lités, à débit en plaquettes, affleurant mal sous les éboulis des niveaux sus-jacents.	TA 668 L.M.
3	5,5	S	m.inf.	shale légèrement silteux, blanchâtre, bleuté, grisâtre, à passées altérées rougeâtres, soyeux au toucher, à débit en plaquettes.	
				à + 4,5 m, moules internes plus ou moins aplatis de *Pseudoclimacograptus (Clinoclimacograptus) retroversus* Bulman et Rickards et entrelacs rougeâtres qui sont peut-être des spicules d'Eponges.	TA 3067
				Age : Llandovery moyen-supérieur, sans pouvoir préciser davantage.	
				à + 1 m environ, trois parties proximales en creux de *Climacograptus scalaris* gr. *normalis* Lapworth, des fragments évoquant, sans que l'on puisse en être certain, *Climacograptus rectangularis* (?) M'Coy, *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* (?) B. et R. et quelques fragments de tubes énigmatiques portant par endroit une pellicule charbonneuse.	SAP 6215 et 6216
				Age : Llandovery inférieur-moyen sans que l'on puisse préciser.	
				à + 0,5 m, moules internes rougeâtres, aplatis, de *Diplograptus magnus* Lapworth et de *Climacog. scalaris* gr. *normalis* Lapw.	TA 667 R.X
				Age : base du Llandovery moyen (zone 19 de Elles et Wood)	
2	2,0	S	m.inf.	grès très fin à siltstone argileux passant à des shales silteux, jaunâtres, à débit en plaques, à rares Graptolites.	
				à + 1,5 m, Graptolites aplatis, épigénisés en oxydes et hydroxydes de fer, avec notamment deux fragments de *D. magnus* Lapw. et un rhabdosome de *Cl. scalaris* gr. *normalis* Lapw.	SAP 6491
				Age : base du Llandovery moyen (identique à TA 667).	
	16,95	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin à moyen, parfois conglomératique, à galets de quartz centimétriques, à ripple-marks, à grands Scolithes et à débit en grandes dalles bien dégagées par un petit oued ; au toit, niveau de 10 cm d'épaisseur de grès très fin ferrugineux, mauve.	TA 666 L.M.

- Coupe 60 B

Cette coupe, levée à environ 1 km au Nord de la précédente, débute à la partie supérieure du Llandovery.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
10	1,0 et plus	D		grès-quartzite fin, à cassure mauve, à patine sombre avec des enduits ferrugineux, à aspect scoriacé, en bancs de 20 à 30 cm à débit en gueuses ou en parallélépipèdes.	TA 682 L.M.

9	6,5	S	m.sup.	grès très fin à siltstone argileux, micacé, ocre à brun, à débit en plaquettes avec des intercalations de siltstone ferrugineux passant à de véritables roches ferrugineuses à patine chocolat qui deviennent particulièrement abondantes vers le haut.	TA 681 L.M.
8	7,5	S	m.sup.	grès très fin à siltstone argileux, micacé, ocre à verdâtre, à fines intercalations de shale silteux, fissile, grisâtre, surtout abondantes à la base ; pas trouvé de Graptolites.	TA 680 TA 3068
7	0,1 à 0,2	S	m.moy.	phosphate de fer conglomératique, silicifié, passant à un siltstone phosphaté ; niveau hétérogène, vacuolaire, tendre, à aspect de croûte d'altération, ocre, rouille, à traînées vertes ou blanchâtres porcelanées ; les niveaux 3 à 7 constituent une petite barre verticale bien visible dans toute cette zone.	TA 677 LM, RX, Ph* TA 3135 a, b, c, LM, Ph*
6	1,5	S	m.moy.	grès très fin ou siltstone argileux, micacé, finement lité, gris ocre ou violine.	
5	2,5	S	m.moy.	siltstone à ciment argilo-ferrugineux peu abondant, finement micacé, bien lité, à débit rognoneux, à patine brune et à cassure ocre.	TA 3134 L.M. TA 676 LM
4	0,25 à 0,30	S	m.moy.	roche ferrugineuse, silteuse, conglomératique, à oolithes de chamosite et galets de phosphate ou de siltstone plus ou moins phosphaté, à cassure et patine rougeâtre.	TA 675 LM TA 3133 L.M.
3	0,02 à 0,03	S	m.moy.	siltstone ferrugineux ou roche ferrugineuse silteuse, à débit en parallélépipèdes, à structure zonée formée par des auréoles ferrugineuses emboîtées, les plus riches en fer étant situées à l'extérieur.	
2	37,5		m.moy.	shale micacé, gris à bleuté, à rares passées altérées rougeâtres avec à la base de très nombreux Graptolites	
				à + 34 m environ, TA 674	TA 674 RX
				à + 12,5 m, larges *Monograptus priodon* Bronn écrasés	SAP 6132
				Age : Wenlock sans meilleure précision possible.	
				à + 2,5 m environ, nombreux *Pristiograptus praedubius* (Bouček) de toutes les tailles, *Retiolites (Retiolites) geinitzianus* cf. *angustidens* (Elles et Wood) et des Nautiloïdes orthocones.	TA 672 R.X
				Age : Wenlock très inférieur.	
1	0,25 env.	S	m.inf.	grès-quartzite moyen, à cassure mauve, à ripple-marks, plissoté, à restes mal conservés, en creux ou en relief, de *Monograptus sedgwicki* ? Portlock.	TA 3069 L.M.
				Age : probablement la base du Llandovery supérieur.	
	56,2 env.	S			

*Dosage des phosphates.

La coupe de Chig amont montre 3 ensembles morphologiquement bien distincts :

- à la base un *membre inférieur* de 17 m constitué d'un talus de shales silteux ou gréseux à rares Graptolites, couronné par des niveaux plus gréseux. Les Graptolites récoltés sont d'âge Llandovery moyen-supérieur.

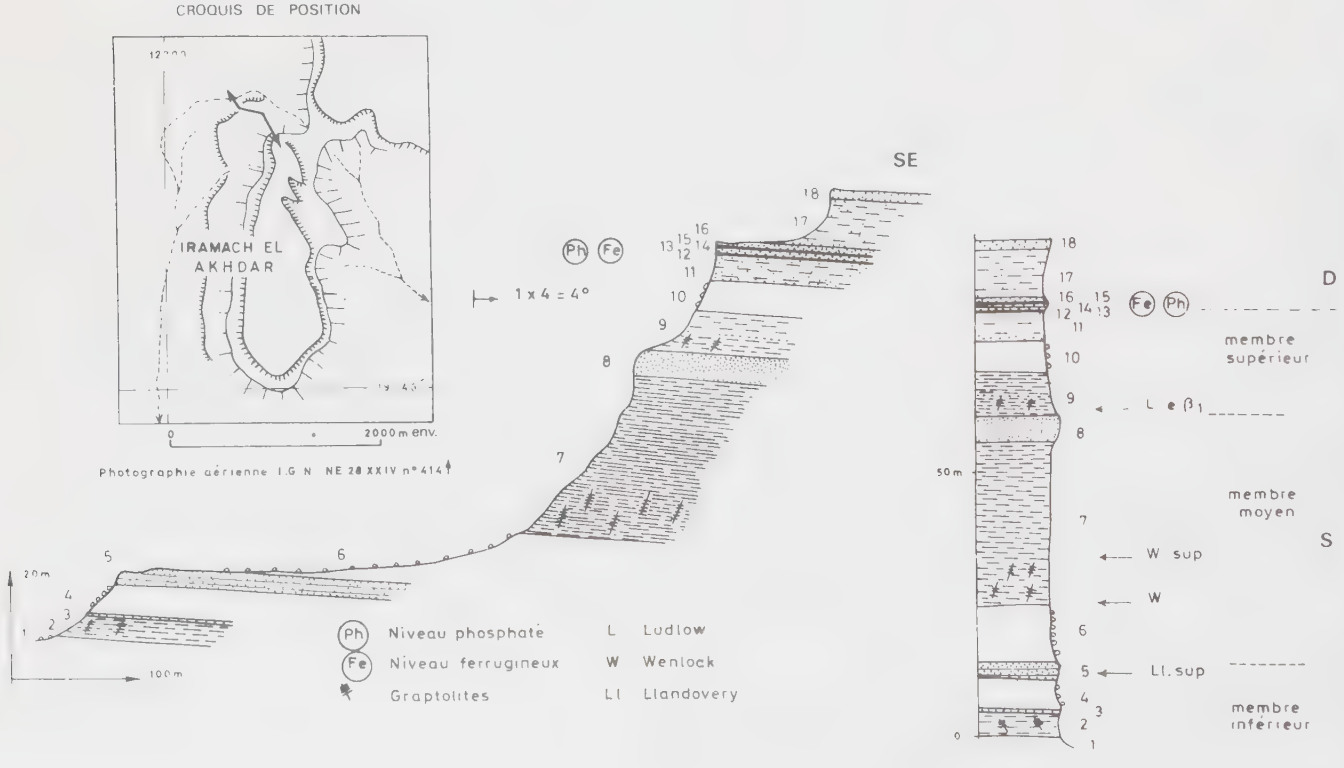
- au centre un *membre moyen* avec des shales fissiles, tendres, épais de 37,5 m, dont la base est riche en Graptolites du Wenlock inférieur. Ils sont coiffés par une barre de grès très fins et siltstones de 4,5 m de puissance. Cet épisode détritique débute et se termine par de minces niveaux phosphatés et ferrugineux qui soulignent probablement de courtes émersions ; leur âge n'est pas connu.

- au sommet le *membre supérieur* est formé de 14 m de grès très fins et siltstones argileux, sans Graptolites, couronnés par les grès-quartzites fins, à passées hétérogranulaires et ferrugineuses du Dévonien inférieur.

Les grès-quartzites du sommet de OS sont conglomératiques et contiennent des Scolithes. Ils se terminent par un mince niveau de grès ferrugineux.

2) Coupe 61 d'Iramach el Akhdhar (fig. 163)

Cette coupe se situe à environ 6 km au SW de la précédente sur le flanc occidental d'une grosse butte témoin détachée du tassili siluro-dévonien.



COUPE 61 DE S A IRAMACH EL AKHDHAR

Figure 163

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
18	2,0	D		grès-quartzite fin, à cassure blanche à rares mouches rouille ou verdâtre, à patine blanchâtre ou grisâtre, avec une faune de Crinoïdes, Lamellibranches, Brachiopodes et dents de Poissons.	TA 696
17	9,5	D		grès très fin, micacé, légèrement argileux, à cassure blanchâtre et patine ocre, en petits bancs à débit en plaques ; au sommet ces grès passent à de véritables grès-quartzites.	TA 695
16	0,5	D		grès à grès-quartzite ferrugineux à rares quartz millimétriques et oolithes ferrugineuses, à cassure mauve à rougeâtre, à débit en parallélépipèdes à structure zonée ; certains échantillons montrent des enclaves ou des tubulures comblées par un grès plus fin et plus riche en oxydes et hydroxydes de fer (Scolithes ?).	TA 694
15	0,25 env.	D		grès à grès-quartzite conglomératique, ferrugineux, à quartz roulés de 1 cm et galettes aplaties de grès très fin et de siltstone plus ou moins argileux, avec des pistes de Vers ; voisin du niveau 11 mais plus grossier.	
14	0,5 env.	D		grès-quartzite fin à très fin, à cassure mauve, à patine chocolat, à grands Scolithes, dur, massif, à débit parallélépipédique.	TA 693
13	0,25 env.	D		grès hétérogranulaire, conglomératique, à ciment ferrugineux, peut-être phosphaté, à galets de quartzite à texture engrenée pouvant dépasser 1 cm et à galettes de siltstone ferrugineux et de roches phosphatées.	TA 692 L.M.
12	0,8 env.	D		roche ferrugineuse à oolithes de phosphate (?) silicifiées, rouge, friable, tachant les doigts.	TA 691
	13,8 env.	D			
11	5,5	S	m.sup.	grès-quartzite très fin à siltstone, finement micacé, à cassure grisâtre, à patine ocre, bien lité, assez tendre, à débit en plaquettes.	TA 690 L.M.
10	6,0 env.	S	m.sup.	éboulis ; non vu.	
9	8,5	S	m.sup.	shale bleuté à grisâtre, à rares passées altérées rougeâtres et à fines intercalations silteuses et micacées.	
				à + 1 à 1,5 m, une empreinte et une contre-empreinte de *Saetograptus leintwardinensis primus* (Bouček) et des restes de Crustacés et de Gigantostracés.	TA 689 TA 3064 TA 3112
				Age : Ludlow $e\beta_1$.	
8	5,0	S	m.moy.	barre verticale de grès-quartzite très fin à siltstone, légèrement micacé, à cassure grisâtre, à patine ocre, à débit rognoneux ; équivalent des niveaux 3 à 7 de la coupe 60 B de la partie amont de l'Oued Chig, mais sans les passées ferrugineuses ni phosphatées.	TA 688
7	31,5 env.	S	m.moy.	shale grisâtre à bleuté, parfois rougeâtre et violine, micacé, soyeux au toucher, à fines intercalations de roches ferrugineuses, silteuses, ocre à rougeâtres, tendres, tachant les doigts.	TA 686 TA 687

				à + 10 m environ, un fragment de Graptolite aplati et usé, indéterminable génériquement, qui pourrait être soit une partie d'un *Monograptus* (par exemple *M. flexilis* Elles ou *M. subflexilis* Přibyl), soit un fragment d'un *Cyrtograptus* (*C. ellesi* Gortani ou *C. lundgreni* Tullberg). Age : indéterminable cependant toutes les formes évoquent des niveaux du Wenlock supérieur.	SAP 6448 et 6447
				à + 5 m environ, débris de Graptolites indéterminables, Nautiloïdes orthocones, Cardioles et Conodontes.	TA 685 SAP 6445 et 6446
				à + 1 à 2 m, Graptolites aplatis : *M. priodon* Bronn et peut-être *Pristiograptus* gr. *dubius* (Suess) (?) et *M. firmus* Bouček (?) et quelques Nautiloïdes orthocones et Lamellibranches. Age : Wenlock indéterminé avec une probabilité pour qu'il s'agisse du sommet du Wenlock inférieur.	TA 684 SAP 6443
6	10,5 env.	S	m.moy.	éboulis ; non vu.	
5	3,0	S	m.inf.	grès-quartzite fin, légèrement ferrugineux, à cassure mauve, blanchâtre, ocre, à Scolithes (?), ripple-marks, figures de courant (*brush-marks*) et empreintes en creux de Graptolites évoquant *M. sedgwicki* Port. mais qui ne sont pas réellement déterminables. Age : indéterminé, peut-être la base du Llandovery supérieur.	TA 683 TA 3063
4	6,0	S	m.inf.	éboulis ; non vu.	
3	0,3	S	m.inf.	grès-quartzite fin à très fin, à cassure grisâtre à verdâtre, à patine chocolat, à débit en petites gueuses.	
2	4,5 env.	S	m.inf.	shale fissile, gris bleuté, soyeux au toucher, tachant les doigts, à rares Graptolites indéterminables ; affleure mal.	
1	2,0 et plus	S	m.inf.	éboulis ; non vu.	
	82,8 env.	S			

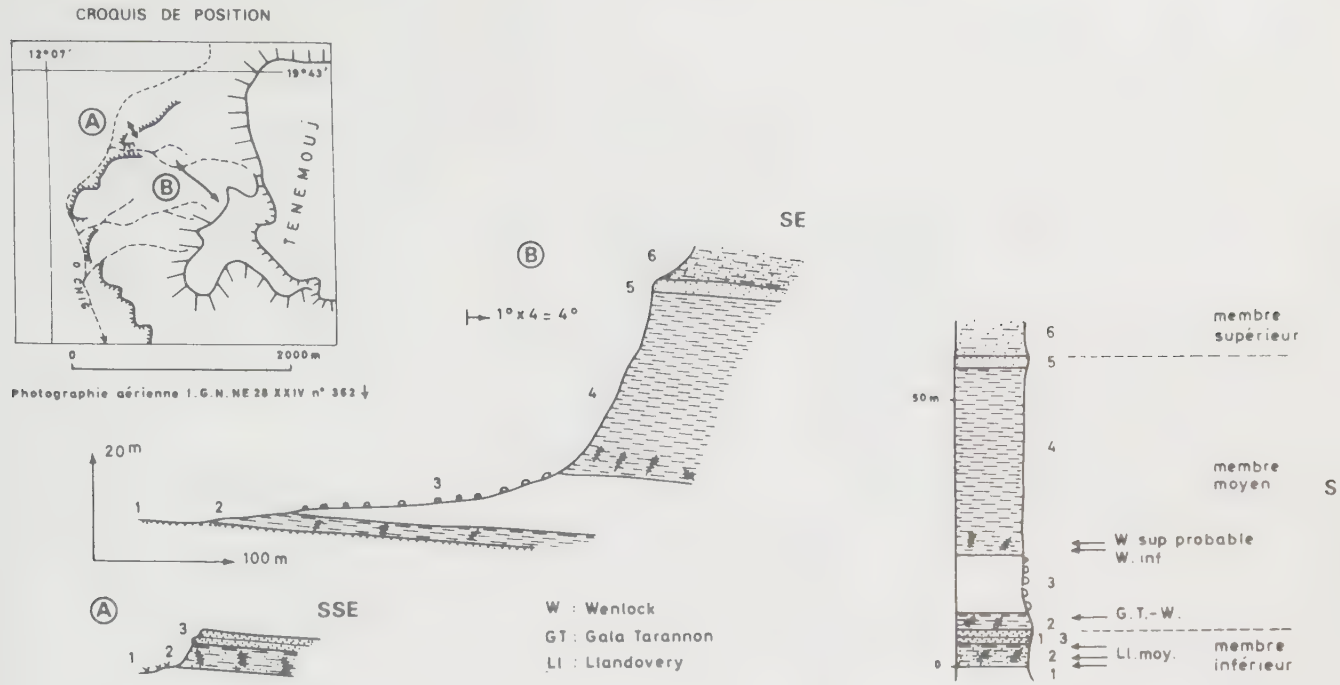
On retrouve les différentes unités individualisées dans la coupe 60 de Chig amont (fig. 162). Le membre inférieur, dont la base est masquée, est épais de 14 m. Le membre moyen, constitué par des shales couronnés par une barre gréseuse, est épais de 47 m ; les niveaux phosphatés et ferrugineux de la coupe de Chig amont, distante de 6 km seulement, n'ont pas été retrouvés. Le membre supérieur, épais de 20 m, renferme à sa base un *Saetograptus leintwardinensis primus* (Bouček) qui caractérise un niveau assez élevé du Ludlow $s\beta_1$.

Par comparaison avec la coupe 60 de Chig amont, on notera les assez fortes variations d'épaisseur des différentes unités.

3) Coupes 62 de Chig aval (fig. 164)

Cette coupe se situe à environ 10 km au Sud de la coupe de Chig amont, au coude de l'Oued

Chig dont le cours, jusqu'alors NE-SW, s'infléchit vers le SE.



COUPES 62 A ET B DE S DANS LA PARTIE AVAL DE L'OUED CHIG

Figure 164

- Coupe 62 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° écn.; études
3	2,5	S	m.inf.	grès-quartzite fin à très fin, légèrement micacé, à cassure blanchâtre ou mauve clair, à patine brune bien lité, à ripple-marks croisés, à débit en plaquettes.	TA 737
2	4,5	S	m.inf.	shale grisâtre, dur, peu fissile, soyeux au toucher, tachant les doigts, à fines intercalations de shale silteux ou de siltstone argileux, légèrement micacé, qui deviennent abondantes au sommet.	TA 736
				à + 3,8 m, une empreinte et une contre-empreinte à rapprocher vraisemblablement à *Climacograptus scalaris* (Hisinger).	TA 735
				Age : Llandovery moyen-supérieur sans possibilité de meilleure précision.	
				à + 2,3 m, traces usées de trois Graptolites cf. *Pseudoclimacograptus (Metaclimacograptus) hughesi* (Nicholson).	TA 3065
				Age : Llandovery moyen probable.	
				à + 0,5 m, Graptolites très aplatis, épigénisés en oxydes et hydroxydes de fer, dont de nombreux *Cl. scalaris* var. *normalis* Lapw., un exemplaire de *Diplog.* cf. *magnus* Lapw. et quelques traces vermiformes énigmatiques.	TA 734
				Age : Llandovery moyen.	
1	1,0 env.	S	m.inf.	non vu ; alluvions de l'Oued Chig.	
	8,0	S			

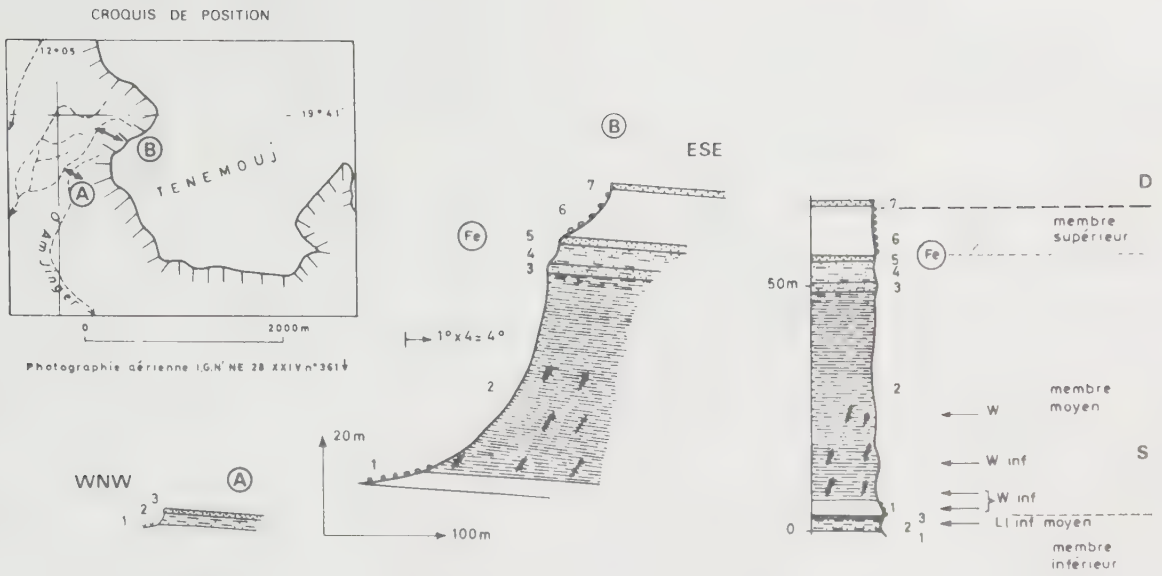
- Coupe 62 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	7,0 env.	S	m.sup.	shale silteux, grisâtre, à intercalations de siltstone argileux micacé, à débit en plaquettes.	
5	2,0 env.	S	m.moy.	grès-quartzite très fin, légèrement micacé, à cassure grisâtre, à patine ocre et rouille, lité, à débit rognoneux.	
4	35,0 env.	S	m.moy.	shale gris ou bleuté, légèrement micacé, très fissile, soyeux et tachant les doigts.	
				à + 1 m, fragments de *M. priodon* Bronn et peut-être *Cyrtog. ellesi* Gort. (?).	TA 739
				Age : Wenlock supérieur probable.	
				à + 0,5 m, nombreux *Pristiog. praedubius* (B.), *Retiolites (Retiolites) geinitzianus geinitzianus* (Barrande) et peut-être *Retiol. (Retiol.) geinitzianus* cf. *angustidens* (E. et W.), *Cyrtograptus (Barrandeograptus) pulchellus* (Tullberg), *Monograptus (Mediograptus) kodymi* (Bouček), *Monog. (Mediog.) kolihai* cf. *kolihai* (Bouček).	TA 738
				Age : partie inférieure du Wenlock inférieur.	
3	11,0 env.	S	m.moy.	éboulis ; non vu.	
2	3,0 env.	S	m.moy.	shale gris, bleuté, fissile, très voisin des faciès du niveau 4.	
				à + 2,3 m, *P.* aff. *praedubius* (B.), quelques petits Graptolites que l'on peut rapprocher avec hésitation de *Pristiog. prantli* Přibyl mis en synonymie avec *Pristiog. largus* (Perner) par Přibyl ; *R. (R.) geinitzianus* var. indéterminable.	TA 3066
				Age : sommet du Gala-Tarannon ou limite Gala-Tarannon - Wenlock.	
1	1,0 et plus	S	m.inf.	grès-quartzite fin à très fin lité, à ripple-marks croisés ; équivalent du niveau 3 de la coupe 62 A.	
	59,0 env.	S			

Dans ces deux coupes, le membre inférieur n'est que partiellement représenté. Le membre moyen est épais de 52 m, dont 49 m de shales fissiles avec des Graptolites à la partie inférieure.

4) Coupes 63 d'Am Jinger (fig. 165)

Le principal intérêt de cette coupe est de montrer un Wenlock épais dont la base est très riche en Graptolites. Elle se situe à environ 5 km au SE de la coupe 62 de Chig aval.



COUPES 63 A ET B DE S A AM JINGER

Figure 165

- Coupe 63 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
3	0,5 env.	S	m.inf.	grès fin à moyen, ferrugineux, à cassure noire, à patine brun rougeâtre, en petits bancs.	TA 728 L.M.
2	2,5	S	m.inf.	shale silteux, légèrement micacé, grisâtre à rougeâtre, affleurant mal.	
				à + 1,5 m environ, probablement *Climacog. scalaris normalis* Lapw.	SAP 6556
				Age : Llandovery inférieur-moyen probable.	
1	1,0 et plus	S	m.inf.	recouvrement sableux ; non vu.	
	4,0 env.	S			

- Coupe 63 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	1,2 env.	D		grès-quartzite fin, à cassure grisâtre, à patine brune, à Scolithes, formant un banc dur et massif.	TA 732
6	10,5	S	m.sup.	éboulis ; non vu.	

5	1,5 env.	S	m.moy.	ocre rouge, feuilletée, légère, tendre, tachant les doigts.	TA 731 Thp*
4	4,0 env.	S	m.moy.	shale et shale silteux gris bleuté, passant à des siltstones ou à des grès très fins, légèrement argileux micacés.	
3	2,0 env.	S	m.moy.	shale silteux gris à bleuté, à fines intercalations de siltstone ferrugineux oolithique, à galettes ferrugineuses ocre, tendres.	TA 3070 L.M.
2	42,5	S	m.moy.	shale gris et bleu, légèrement micacé, fissile, avec, à la base, de très nombreux Graptolites.	
				à + 18 m environ, un fragment de *Monograptus priodon* Bronn.	SAP 6378
				Age : Wenlock sans plus de précision.	
				à + 8 m environ, nombreux *Pristiog. praedubius* (B.), *Retiol. (Retiol.) geinitzianus geinitzianus* (Barr.), ainsi que deux espèces probablement nouvelles : *"Monograptus" amjingerensis* (nom provisoire), *Monog. undulatopraeflexilis* (nom provisoire).	TA 730
				Age : Wenlock inférieur.	
				à + 2 m environ, très nombreux Graptolites, *Pristiog. praedubius* (B.), *R. (R.) geinitz.* cf. *angustidens* (E. et W.), *M. priodon* Bronn, *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.), fragments de *Monoclimacis* sp. indéterminables, *Monog. undulatopraeflexilis* (nom provisoire) et *"M" amjingerensis* (nom provisoire).	TA 729
				Age : Wenlock inférieur.	
1	3,5 env.	S	m.moy.	éboulis, non vu. La SAP a récolté dans une coupe voisine de nombreux *P. praedubius* (B.), des *M. undulatopraeflexilis* (nom provisoire) abondants, des *"M" amjingerensis* (nom provisoire) peu nombreux et de petite taille, de rares *M. priodon* Bronn, quelques *Monog. (Mediog.) kolihai* cf. *minor* (Bouček) et var. indéterminables, de rares *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.), quelques *Cyrtograptus* sp., et des fragments de *Cyrtograptus* gr. *murchisoni* Carruthers et de *R. (R.) geinitz.* var. indéterminable.	SAP 6551 et 6552
				Age : Wenlock inférieur, probablement vers la zone à *C. murchisoni*.	
	64,0 env.	S			

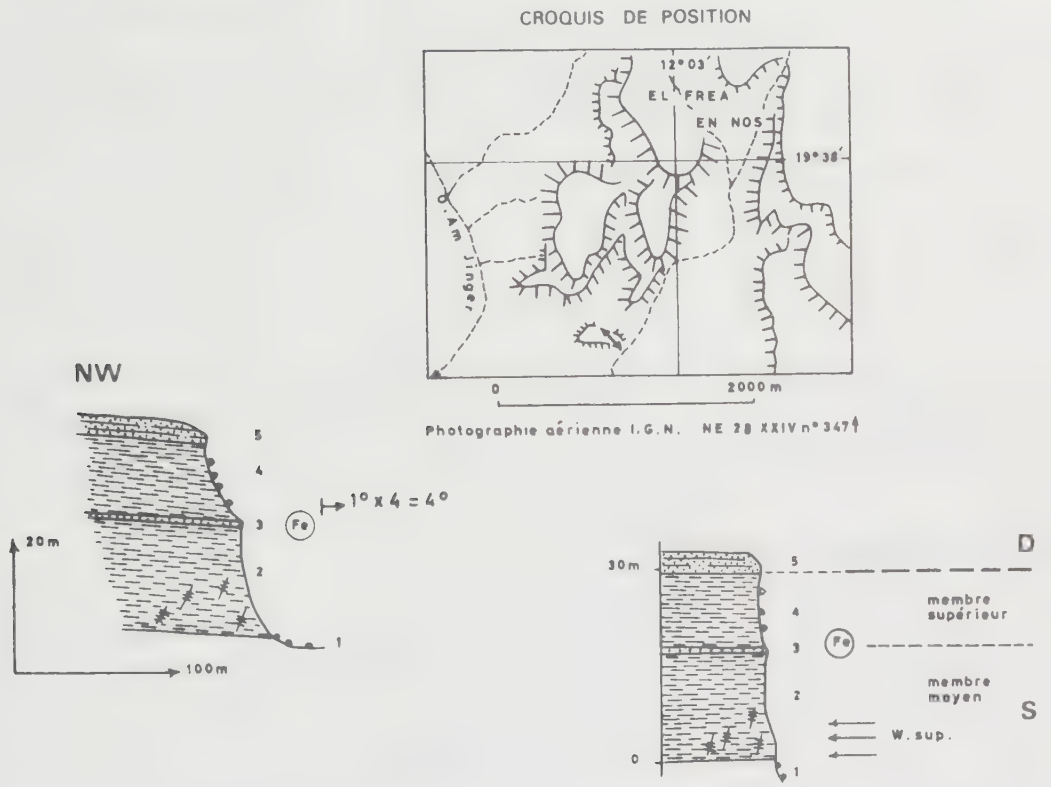
*Analyse thermopondérale faite par A. Chauvel, du centre O.R.S.T.O.M. de Dakar, au Laboratoire de chimie physique de la Faculté des Sciences de Dakar

Les niveaux 1 à 5 de la coupe 63 B représentent le membre moyen épais de 53,5 m avec, à la base, des shales à Graptolites et au sommet (niveaux 3 à 5) un couronnement gréso-silteux.

La position des échantillons récoltés par la SAP est approximative, la situation de la coupe relevée par les géologues pétroliers étant légèrement différente de celle indiquée sur le croquis de position de la figure 165.

5) Coupe 64 d'El Frea en Nos (fig. 166)

Cette coupe est levée à l'extrémité sud-est de la dépression occupée par l'Oued Am Jinger (prolongement de l'Oued Chig), sur sa rive gauche, dans une avancée de la falaise siluro-dévonienne.



COUPE 64 DE S A EL FREA EN NOS

Figure 166

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
5	3,0	D		grès conglomératique ferrugineux à quartz millimétriques et à galettes de siltstone plus ou moins argileux et ferrugineux et de roche phosphatée, à cassure mauve à verdâtre souvent zonée, à patine brun rougeâtre.	TA 717 TA 716
4	11,5	S	m.sup.	shale gris à bleuté, légèrement silteux, fissile, affleurant mal sous les éboulis du niveau 5. à + 1 m, fragments de tissus de Graptolites indéterminables et de Gigantostracés avec notamment des écailles.	TA 712 TA 711 TA 3071
3	0,75	S	m.moy.	ocre rouge friable, très légère, formée d'oxydes et d'hydroxydes de fer probablement unis par une trame argileuse, à cassure et patine rouille à rougeâtre.	TA 710 LM, Thp
2	17,0	S	m.moy.	shale micacé, très légèrement silteux, bleuté, grisâtre, fissile, à fines passées altérées rougeâtres. à + 6 m environ, fragments de *Monog. flexilis* E. et *M. priodon* Bronn. Age : Wenlock supérieur.	TA 714

				à + 4 m environ, fragments de *Monog. flexilis* E. et probablement de *Monog. (Streptograptus) antennularius* (Menneghini) ; écailles de Gigantostracés.	TA 713
				Age : Wenlock supérieur (partie inférieure élevée ou partie moyenne).	
				à + 1 m environ, un Graptolite qui est probablement un *M. flexilis* E.	TA 708
				Age probable : partie inférieure ou plutôt moyenne du Wenlock supérieur.	
1	1,0 et plus	S	m.moy.	éboulis et recouvrement sableux ; non vu.	
	30,25	S			

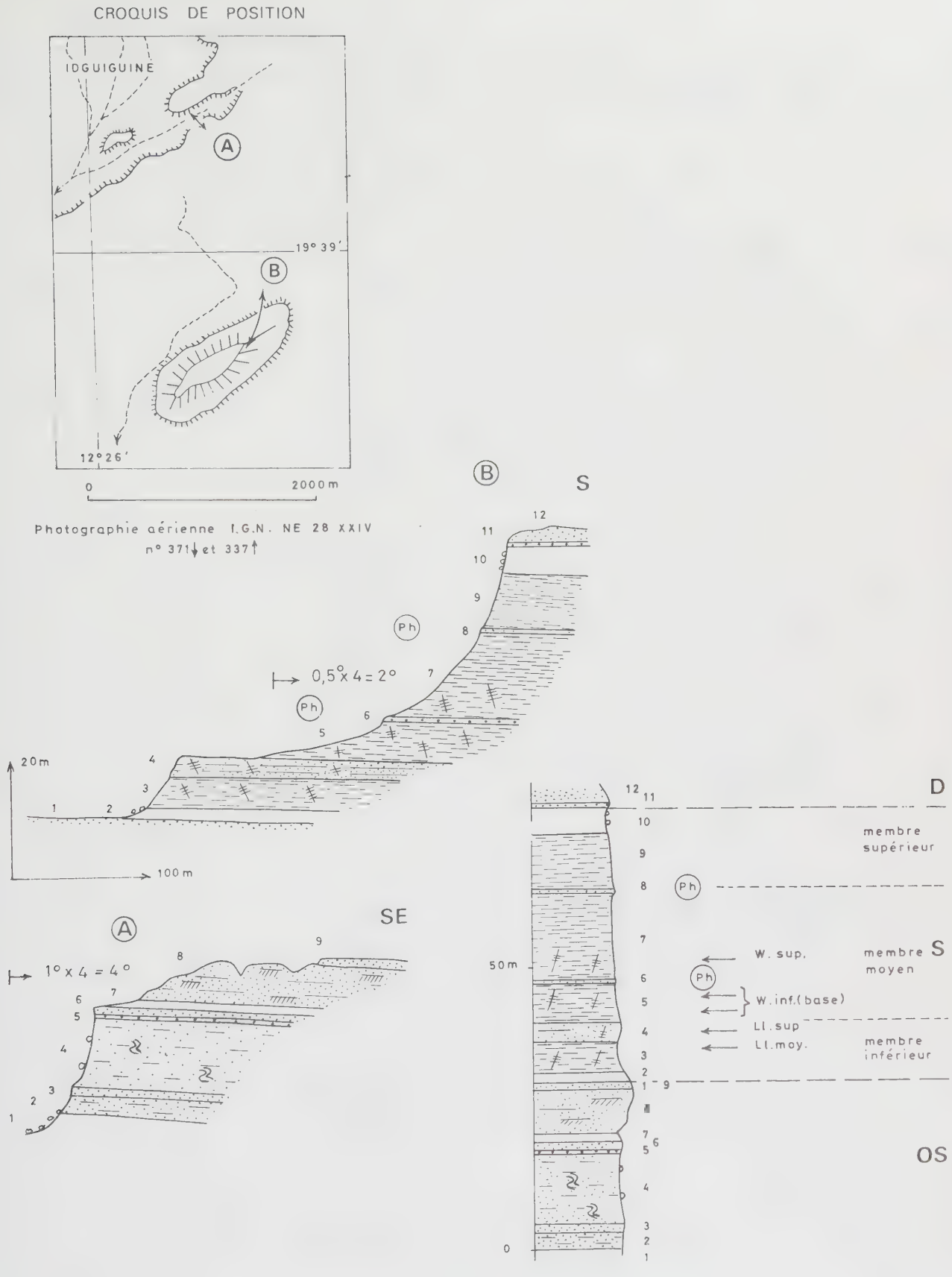
Cette coupe est, en Adrar, une des rares où le Wenlock supérieur est paléontologiquement bien caractérisé. Le niveau 3 est, peut-être, un équivalent très amoindri des grès et siltstones qui, dans la coupe 60 B de Chig amont, couronnent le membre moyen.

6) Coupes 55 d'Idguiguine (fig. 167)

La première partie de cette coupe a été décrite dans l'étude de la formation d'Abteilli. La coupe 55 B a été levée à environ 1,5 km au Sud de la coupe 55 A, dans une petite butte témoin détachée de la falaise siluro-dévonienne.

- Coupe 55 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch., études
12	2,0 env.	D		grès-quartzite à grès à ciment ferrugineux, fin, à cassure mauve, à patine brune ou mauve, à Scolithes, pistes de Vers et Brachiopodes : *Brachyspirifer carinatus* (Schnur), *Acrospirifer* cf. *solitarius* (Krantz) et *"Spinocyrtia"* cf. *subcuspidata* (Schnur) ; affleure mal et souvent éboulé sur les couches tendres sous-jacentes.	TA 754 L.M.
11	0,5 env.	D		grès ferrugineux hétérogranulaire, conglomératique, à oolithes de chamosite et galets de siltstone ferrugineux ou phosphaté, de phosphate, de quartzite à texture engrenée ; mauvais affleurements souvent éboulés sur les shales des niveaux 9 et 10.	TA 755 L.M. TA 756 L.M.
	2,5 env.	D			
10	5,0	S	m.sup.	éboulis des niveaux 11 et 12 ; non vu.	
9	10,0	S	m.sup.	shale bleuté ou gris, fissile, à débit en confettis ou en fines plaquettes, avec de rares passées de shale silteux ; moules en creux de Lamellibranches, écailles de Gigantostracés et fragments appartenant probablement à des Crustacés.	TA 3060 TA 3061



COUPES 55 A ET B DE OS ET S A IDGUIGUINE

Figure 167

8	0,3	S	m.moy.	roche phosphatée (essentiellement du phosphate de fer), ferrugineuse, silteuse à finement gréseuse, conglomératique, de couleur ocre à rouille, friable, tachant les doigts.	TA 752 L.M. R.X ,Ph
7	15,5	S	m.moy.	shale bleuté, grisâtre, verdâtre, à rares niveaux altérés rougeâtres et à rares intercalations de shale silteux.	
				à + 3 m, *Monog. flexilis* E., quelques fragments de *M. priodon* Bronn, un petit *Pristiog.* gr. *dubius* (Suess), un fragment rappelant *Monog. (Streptog.) antennularius* (Menneg.).	TA 751 R.X
				Age : Wenlock supérieur (sommet de la partie inférieure du Wenlock supérieur).	
6	0,2	S	m.moy.	roche phosphatée, ferrugineuse, silteuse ou finement gréseuse, conglomératique, ocre à rouille, friable, tachant les doigts, évoquant davantage une altération récente qu'un niveau du Silurien ; faciès identique à TA 752.	TA 750 R.X
5	7,0	S	m.moy.	shale gris et bleuté, fissile, parfois légèrement silteux et assez riche en Graptolites.	
				à + 5 m, très nombreux *Pristiog. praedubius* (B.) et *Monog. (Mediog.) inconspicuus* (Bouček), *Retiol. (Retiol.) geinitzianus geinitzianus* (Barr.) avec peut-etre *R. (R.) geinitz. densereticulatus* (Bouček), *R. (R.) geinitz. angustidens* (E. et W.), assez nombreux débris de *R. (R.) geinitz.* indéterminable, quelques fragments de *Monog. (Mediog.) kolihai kolihai* (B.) mal conservés, trois fragments de *Monog. (Mediog.) kodymi* (B.), rares *M. priodon* Bronn, deux branches de *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.) et un fragment de *Monoclimacis* sp. indéterminable.	TA 749
				Age : partie inférieure du Wenlock inférieur.	
				à + 2,5 m, nombreux *P. praedubius* (B.), deux exemplaires de *Ret. (Ret.) geinitzianus geinitzianus* (Barr.), *Monog. (Mediog.) kodymi* (B.) mal conservé, quelques fragments de *Monograptus pseudocultellus* Bouček, *Monog. (Mediog.) kolihai kolihai* (B.) et des fragments appartenant peut-être à *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.).	TA 748 R.X
				Age : partie inférieure du Wenlock inférieur.	
4	3,5	S	m.inf.	grès-quartzite hétérogranulaire, très fin à moyen, légèrement ferrugineux, à cassure ocre, à patine brune, finement lité, à débit en plaques, avec, au toit, des empreintes de *Monograptus* qui sont probablement des *M. sedgwicki* Port.	TA 3059 TA 747 L.M.
				Age : probablement la base du Llandovery supérieur.	
3	5,5	S	m.inf.	shale micacé, parfois légèrement silteux, talqueux au toucher, bleu ou grisâtre, à passées altérées rougeâtres, assez souvent dur et peu fissile.	
				à + 4,5 m environ, *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* (B. et R.), *Climacog. scalaris normalis* Lapw., un Idiotubidae indéterminable qui évoque soit le genre *Cyclograptus* Spencer soit *Calyptograptus* (?) Spencer et des Lingules et des tubes énigmatiques.	TA 745 R.X
				Age : Llandovery moyen.	

2	2,0	S	m.inf.	éboulis et recouvrement sableux ; non vu.	
	49,0	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite moyen, bien lité, formant surface structurale au pied de la butte de S ; équivalent du niveau 9 de la coupe 55 A.	

Dans cette coupe, qui se situe à une trentaine de kilomètres à l'WSW des coupes précédentes, on retrouve le membre inférieur, épais de 11 m et, au-dessus, un ensemble unique de shales avec 2 minces intercalations de roches phosphatées ; les membres moyen et supérieur ont fusionné. A titre d'hypothèse, on peut envisager que les roches phosphatées du niveau 8 sont l'équivalent amoindri de la barre silteuse et phosphatée qui couronne le membre moyen et qui est si nette dans la coupe 60 B de Chig amont (niveaux 3 à 7). On notera que Wenlock inférieur et supérieur sont séparés par un premier horizon phosphaté et ferrugineux (niveau 6).

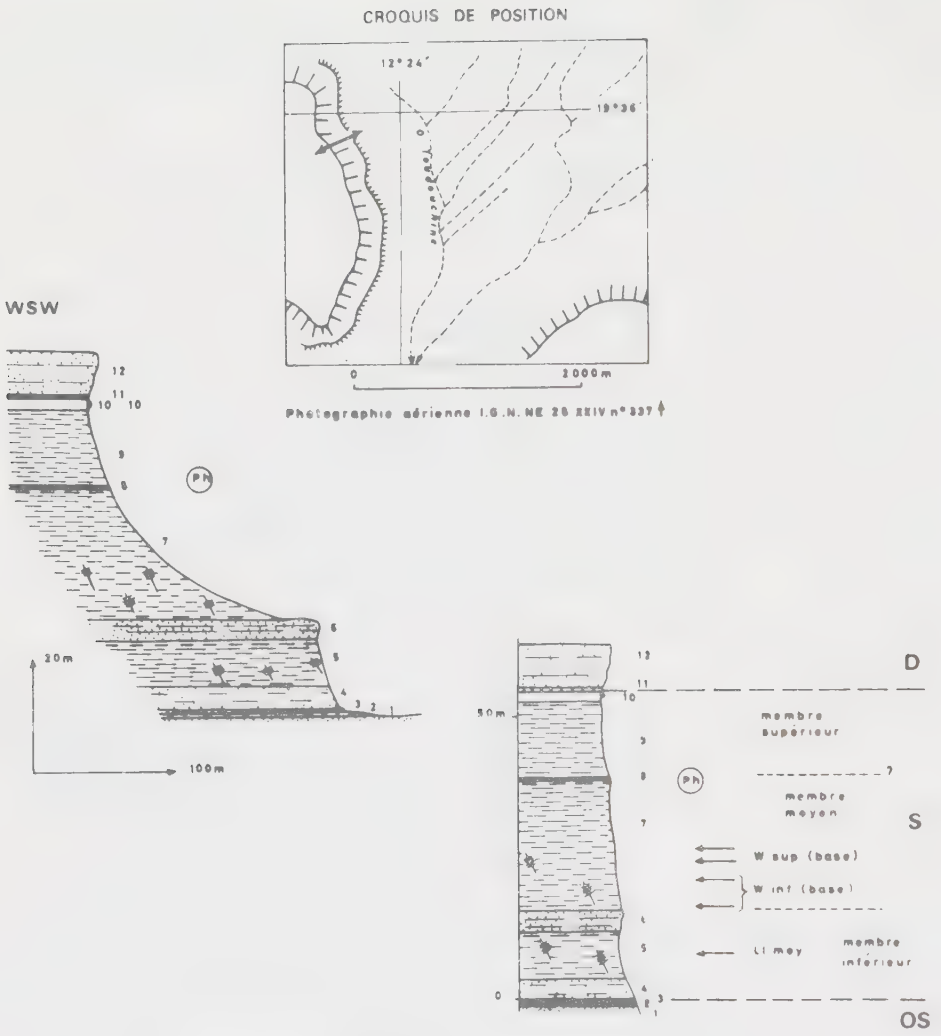
Les grès-quartzites qui couronnent le membre inférieur renferment des empreintes de *Monograptus*, probablement *M. sedgwicki* Port. (base du Llandovery supérieur). Ce niveau est l'équivalent du niveau 1 de la coupe 60 B de Chig amont où nous avons également récolté une faunule de *M. sedgwicki* Port. (TA 3069).

7) Coupe 65 de Toudouchine (fig. 168)

Cette coupe levée à 4 km au SSE de celle d'Idguiguine s'en rapproche beaucoup. Les faunes de Graptolites du Llandovery et du Wenlock sont assez abondantes.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
12	7,5 et plus	D		grès-quartzite fin à très fin, à cassure mauve clair, à patine brun noir, en bancs de 10 à 20 cm, à stratifications obliques, à débit en dalles et rognons.	TA 769
11	0,25	D		grès à grès-quartzite hétérogranulaire, ferrugineux, conglomératique, à galets millimétriques, parfois centimétriques, de quartz, de roche phosphatée blanchâtre, de siltstone plus ou moins ferrugineux et probablement phosphaté.	TA 768
	7,75	D			
10	2,0	S	m.sup.	éboulis de grès-quartzite, non vu.	
9	13,5 env.	S	m.sup.	shale bleuté à grisâtre, à rares passées altérées rougeâtres ou violines, parfois légèrement silteux, fissile.	
8	0,3	S	m.moy.	roche phosphatée ferrugineuse, silteuse ou finement gréseuse, conglomératique, ocre à rouille, très tendre, tachant les doigts ; faciès identique à celui des niveaux 6 et 8 de la coupe 55 B d'Idguiguine.	TA 767 Ph
7	23,0 env.	S	m.moy.	shale grisâtre, bleuté, à fines passées altérées rougeâtres ou violines, parfois micacé et silteux, fissile, tendre.	

				à + 11 m environ, *Monograptus flexilis* E. ; fragments probables de *M. priodon* Bronn écrasés de biais, fragments évoquant *M. pseudocultellus* B. mais ne pouvant pas être déterminés précisément et des écailles de Gigantostracés. Age : Wenlock supérieur (sommet de la partie inférieure).	SAP 6567
				à + 9 m environ, fragments rappelant *Monograptus flexilis* (?) E. Age : identique au niveau ci-dessus (SAP 6567) : zone à *Monograptus flexilis*.	TA 766
				à + 5,5 m, nombreux *Pristiog. praedubius* (B.) et *Monog. (Mediog.) kodymi* (B.), rares fragments de *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.), rares *M. priodon* Bronn, rares fragments de *Monog. (Mediog.) kolihai kolihai* (B.) ; *Ret. (Ret.) geinitzianus angustidens* (E. et W.), fragments de *R. (R.) geinitz. densereticulatus* (B.) et des *R. (R.) geinitz.* indéterminables et deux fragments de *Monoclimacis* sp. indéterminables. Age : partie inférieure du Wenlock inférieur.	TA 765
				à + 1 m environ, nombreux *P. praedubius* (B.) de toutes les tailles, *Ret. (Ret.) geinitzianus geinitzianus* (Barr.), *R. (R.) geinitz.* indéterminable, *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.), rares *M. priodon* Bronn, rares fragments de *Monog. (Mediog.) kolihai kolihai* (B.) et probablement *Monog. (Mediog.) kodymi* (B.). Age : partie inférieure du Wenlock inférieur.	TA 764 SAP 6565 et 6566
6	3,6	S	m.inf.	grès-quartzite très fin, à cassure grisâtre, à patine brune, à débit en plaques sonores sous le marteau ; au sommet un banc de 15 cm environ de grès fin à moyen, très légèrement ferrugineux, à cassure ocre à verdâtre mouchetée de points rouille.	TA 762 TA 763
5	8,5	S	m.inf.	shale parfois légèrement silteux, grisâtre, dur, peu fissile, soyeux, tachant les doigts, avec de petits cristaux de gypse. à + 4,5 m, un exemplaire de *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R. et de *Climacog. scalaris* var. *normalis* Lapw. Age : Llandovery moyen.	TA 761
4	3,5	S	m.inf.	grès à grès-quartzite fin, argileux, tendre, grisâtre, avec quelques passées altérées rougeâtres.	
	54,4 env.	S			
3	0,4	OS		grès-quartzite à grès fin à moyen, légèrement ferrugineux, à cassure verdâtre et mauve, à patine chocolat et à Scolithes.	TA 760
2	0,5	OS		grès-quartzite fin à moyen, à cassure mauve clair, à patine brune et à Scolithes de petite taille ; faciès voisin de TA 760.	TA 759
1	0,5 et plus	OS		grès-quartzite fin à moyen, à cassure grisâtre mouchetée de points rouille, à patine gris noirâtre, en grandes dalles bien dégagées par un petit oued.	TA 758
	1,4	OS			



COUPE 65 DE S A TOUDOUCHINE

Figure 168

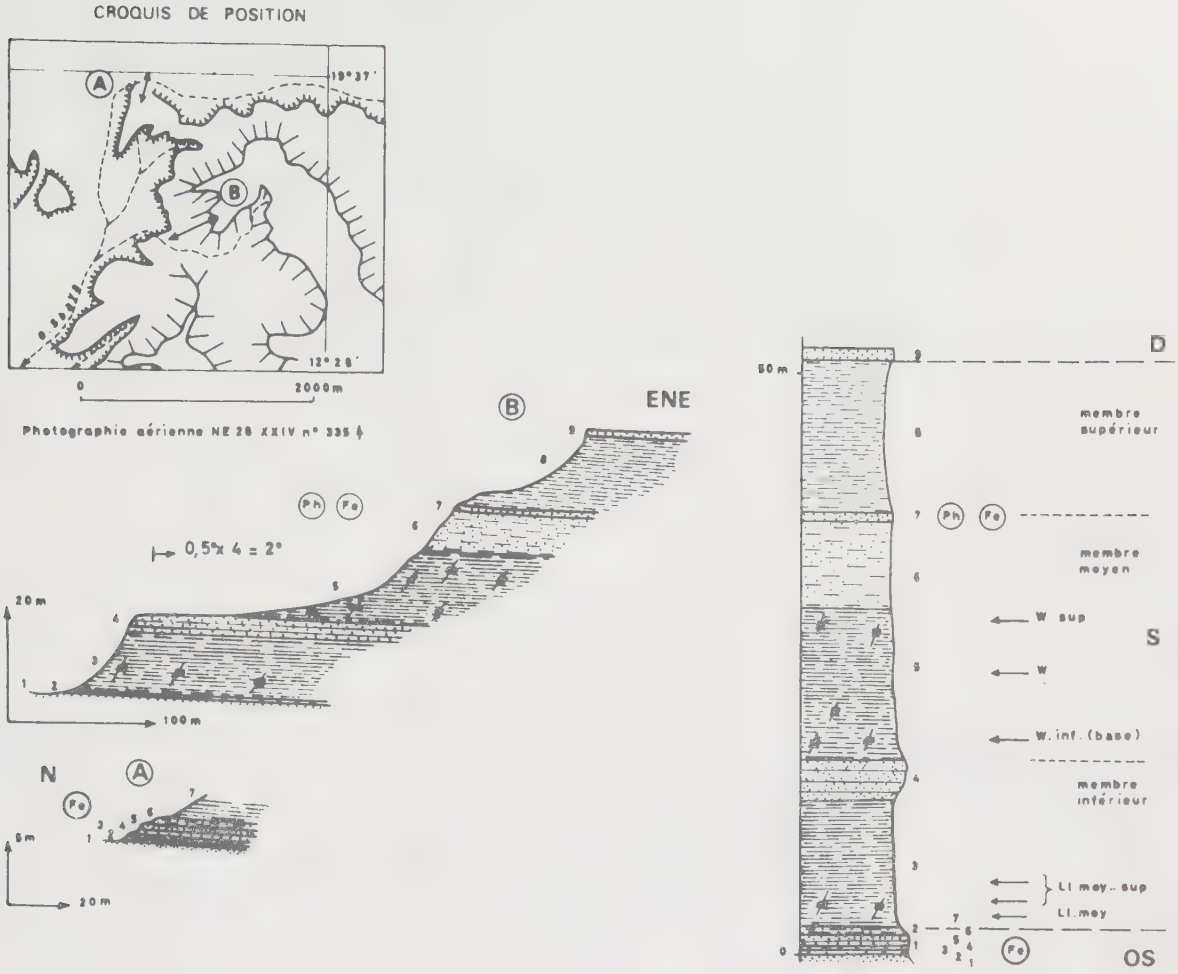
On retrouve dans cette coupe les deux ensembles décrits à Idguiguine. La falaise inférieure correspond au membre inférieur qui s'épaissit (15,6 m) et dont la base du talus devient plus gréseuse. Ce phénomène se poursuivra dans la coupe 67 de l'Oued Akkadenach.

Le niveau 8 phosphaté permet, à titre d'hypothèse, de subdiviser en deux la falaise supérieure : les niveaux 7 et 8 représenteraient le membre moyen et les niveaux 9 et 10 le membre supérieur.

A environ 1,7 km au NE de la palmeraie de Toudouchine el Kebir, soit à un peu plus de 5 km de la coupe 65 de Toudouchine, les grès du Dévonien inférieur (éch. TA 757) renferment une faune de Brachiopodes de grande taille avec notamment : *Brachyspirifer carinatus* (Schnur), *Acrospirifer* cf. *solitarius* (Krantz), *"Spinocyrtia"* cf. *subcuspidata* (Schnur), d'âge Siegénien probablement supérieur à Emsien inférieur (déterminations J. Drot).

8) Coupes 66 de l'Oued Sbaya (fig. 169)

Cette coupe a été levée dans les petites falaises de la rive gauche de l'Oued Sbaya, à 8 km environ au SW de la coupe 55 d'Idguiguine.



COUPES 66 A ET B DE S DANS L'OUED SBAYA

Figure 169

- Coupe 66 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	2,0 et plus ?	S	m.inf.	shale bleuté et grisâtre, assez dur, soyeux au toucher, affleurant mal sous des éboulis de grès-quartzite ; équivalent de la base du niveau 3 de la coupe 66 B.	
6	0,9	OS?		grès argilo-ferrugineux, hétérogranulaire à quartz millimétriques arrondis, probablement éoliens, à cassure verdâtre à mauve, en petits bancs centimétriques, à débit irrégulier et rognoneux.	TA 772
5	0,6	OS		grès-quartzite à grès hétérogranulaire, parfois légèrement ferrugineux, à quartz arrondis millimétriques, à stratifications obliques, à enduits ferrugineux pouvant former un réseau de parallélépipèdes jointifs enserrant un coeur gréseux (pl. photo. XXIV B) ; ces structures sont identiques à celles décrites dans la série 1, coupe 22, de l'Oued Bou Maharade, I_{15} niveau 53 (p. I77).	TA 771

4	0,6	OS		grès-quartzite fin à moyen, à cassure verdâtre à mauve clair, à patine brune, en bancs mal individualisés, à débit rognoneux.	TA 770
3	0,35	OS		grès-quartzite hétérogranulaire, à quartz millimétriques arrondis, passant localement à un grès ferrugineux à lentilles d'oxydes et d'hydroxydes de fer ; au sommet, puzzle constitué par un assemblage d'enveloppes ferrugineuses parallélépipédiques (ces parallélépipèdes ont quelques centimètres de côté), très voisin des faciès du niveau 5 (TA 771).	
2	0,35	OS		grès-quartzite fin pouvant passer à un grès légèrement ferrugineux, à cassure verdâtre, à patine noire scoriacée, à débit rognoneux, en strates mal individualisées.	
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin, à cassure brun clair, à patine sombre, en bancs réguliers, décimétriques, formant une surface structurale.	
	3,8	OS?			

- Coupe 66 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	1,0	D		grès-quartzite hétérogranulaire, légèrement ferrugineux, conglomératique, à galets millimétriques et centimétriques de phosphate et de siltstone plus ou moins ferrugineux et phosphaté, à cassure mauve, à patine chocolat constituée par un mince enduit ferrugineux.	TA 784
8	13,0 env.	S	m.sup.	shale bleuté, grisâtre, à fines passées altérées violines ou rougeâtres, fissile, à débit en plaquettes ou en fines aiguilles.	TA 783
7	0,8	S	m.moy.	ocre jaune, localement conglomératique, légère, tendre, tachant les doigts, légèrement phosphatée contenant un peu de jarosite ; au sommet passage à une ocre plus dure, feuilletée, non conglomératique.	TA 781 R.X ,Ph TA 782 Ph
6	7,5	S	m.moy.	shale silteux, légèrement micacé, de couleur moutarde, à débit rognoneux ou en esquilles, à fines intercalations de grès très fin à siltstone argileux psammitique.	TA 780
5	13,0	S	m.moy.	shale bleuté et grisâtre, à passées altérées lie de vin ou rougeâtre, fissile.	
				à + 12 m environ, quelques fragments de *Monog. subflexilis* Přibyl.	TA 779 R.X
				Age : Wenlock supérieur (zone à *Monograptus testis*).	
				à + 7,5 m environ, fragments appartenant probablement à *M. priodon* Bronn.	SAP 6747
				Age : Wenlock indéterminé.	
				à + 2 m environ, très nombreux *Pristiog. praedubius* (B.) de toutes les tailles et peut-être *P. dubius* (Suess), nombreux *Ret. (Ret.) geinitzianus angustidens* (E. et W.), rares *R. (R.) geinitz. densereticulatus* (B.) peut-être *R. (R.) geinitz. geinitz.* (Barr.), *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.),	TA 778 et SAP 6751

				Monog. (Mediog.) kodymi (B.) brisés, trois courts fragments de *M. priodon* Bronn, très rares *Monog. (Mediog.) kolihai kolihai* (B.), quelques exemplaires de *M. pseudocultellus* Bouček et deux fragments de *Monoclimacis* peut-être *aduncus* (Bouček). Age : partie inférieure du Wenlock inférieur.	
4	3,2	S	m.inf.	grès-quartzite très fin, à cassure grise, à patine ocre à rougeâtre, bien lité en bancs centimétriques, dur, à fines passées micacées plus tendres.	TA 777
3	10,7	S	m.inf.	shale dur, parfois légèrement silteux, soyeux, tachant les doigts, gris et bleuté, à rares passées altérées rougeâtres ou violines ; ensemble à aspect rubané (pl. photo. XXIV A).	
				à + 4 m environ, rares moules en creux de Graptolites mal conservés où l'on peut identifier *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R. Age : Llandovery moyen-supérieur.	TA 776
				à + 2,5 m environ, *Climacog.* cf. *scalaris* (Hisinger), *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R., autres Climacograptidés indéterminables et des Brachiopodes. Age : Llandovery moyen-supérieur.	SAP 6760 et 6761
				à + 0,7 m, nombreux *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R., deux fragments appartenant probablement à *Diplog. magnus* Lapw., fragments de *Climacograptus* et d'Orthograptidés. Age : Llandovery moyen.	TA 775 R.X
	48,2	S			
2	0,4	OS?		grès-quartzite hétérogranulaire, à quartz millimétriques arrondis, pouvant passer à un grès légèrement ferrugineux, à cassure verdâtre à mauve, à débit irrégulier ; équivalent du niveau 6 de la coupe 66 A.	
1	0,5 env.	OS		grès à grès-quartzite hétérogranulaire, parfois ferrugineux.	

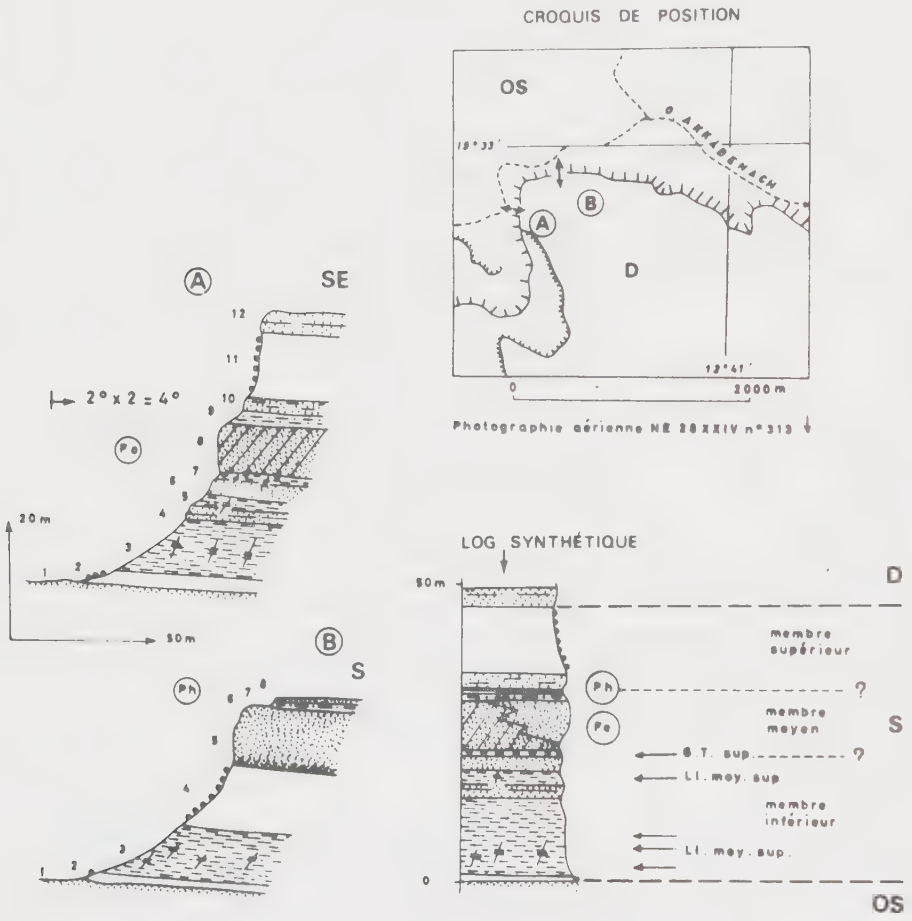
Le toit de OS (coupe 66 A) montre des phénomènes de ferruginisation identiques à ceux décrits dans le Précambrien supérieur (I_{I5}) de l'Adrar (p. I77). Ici encore, il est difficile de savoir si ces ferruginisations sont diagénétiques précoces ou bien, au contraire, récentes et plus ou moins directement liées au dégagement de la morphologie actuelle. On remarquera que le fer envahit préférentiellement les niveaux 3 et 5.

La coupure entre S et OS est, dans l'Oued Sbaya, lithologiquement moins tranchée qu'à Chig amont ou Idguiguine. Des grès-quartzites et des grès ferrugineux finement lités (niveaux 2 à 6 de la coupe 66 A) forment transition.

Le membre inférieur (pl. photo. XXIV A) est épais d'environ 14 m. Le membre moyen comprend des shales (niveau 5) surmontés par des siltstones localement phosphatés (niveaux 6 et 7). Le niveau 8 représente le membre supérieur couronné par les grès-quartzites hétérogranulaires du Dévonien inférieur.

9) Coupes 67 dans l'Oued Akkadenach (fig. 170)

Avec cette coupe nous abordons la frange orientale de la zone plissée. Ceci se traduit par une tendance à l'amincissement de S et par l'apparition de faciès gréseux et silteux qui se développent aux dépens des shales.



COUPES 67 A ET B DE S DANS L'OUED AKKADENACH

Figure 170

La coupe de l'Oued Akkadenach se situe à 24 km à l'WSW de celle de l'Oued Sbaya.

- Coupe 67 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.: études
12	3,5	D		grès-quartzite hétérogranulaire, à cassure blanche, à croûte millimétrique ferrugineuse brune, en bancs de 20 à 30 cm, à débris de Brachiopodes ; à la base, grès ferrugineux conglomératique, à galets de siltstone, de roche phosphatée et à galettes molles argileuses.	TA 815 L.M. TA 816 L.M.
11	11,0	S	m.sup.	éboulis ; non vu.	
10	2,5	S	m.sup.?	siltstone à grès-quartzite très fin, micacé, à patine sombre, formant une petite barre.	

9	2 à 2,5	S	m.sup.?	siltstone légèrement micacé, à débit rognoneux, à stratification irrégulière et contournée, à patine ocre et brun rougeâtre ; en minces bancs mal individualisés.	TA 814 L.M.
8	8,5	S	m.moy.	hématitite oolithique contenant 49,3 % de fer, à oolithes de chamosite, pouvant localement passer à un siltstone ferrugineux ; bien lité en bancs de 5 à 10 cm, formant une barre bien visible dans la topographie.	TA 532 TA 813 L.M.
7	0,8	S	m.moy.	shale grisâtre à bleuté, micacé, à fines passées silteuses plus dures, à empreintes de Lamellibranches et à nombreux Graptolites : fragments de *M. priodon* Bronn, *Monog. parapriodon* Bouček, *Monog. novaki* Bouček, fragments de *Monoclimacis* probablement *geinitzi* (Bouček), rares fragments de *Pristiog.* cf. *largus* (Perner), *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.), fragments de Rétiolitidés appartenant probablement à *Ret. (Ret.) geinitzianus angustidens* (E. et W.), fragments de *Monog. (Globosograptus) singularis mancki* (Hemann), fragments appartenant à *Spirograptus spiralis* (Geinitz) et à *Cyrtog. lapworthi* Tullberg souvent difficiles à différencier. Age : Gala-Tarannon supérieur.	TA 812 R.X
6	2,6	S	m.inf.?	grès-quartzite très fin à siltstone légèrement micacé, à cassure grisâtre, à patine brun violine, à stratification ondulée irrégulière, à empreintes indéterminables de Graptolites.	TA 811 L.M.
5	1,8	S	m.inf.	shale micacé, légèrement silteux, assez souvent ferrugineux, grisâtre à blanchâtre, à lits d'altération violines ou rougeâtres, à débit en plaquettes ou en aiguilles à la base et à rares Graptolites : Climacograptidés indéterminables, *Pristiog.* probablement *regularis* (Törnquist), rares et petits fragments de *"Monograptus" tenuis* Portlock. Age : Llandovery moyen-supérieur.	TA 810 L.M., R.X
4	2,2	S	m.inf.	alternance de grès-quartzite très fin à siltstone, parfois légèrement ferrugineux, et de fines passées de grès fin à siltstone argileux, micacé, fissile, plus tendre ; trouvé en pierre volante provenant peut-être (?) de ce niveau, un grès-quartzite ou grès fin à ciment chloriteux, à nombreux débris de Lamellibranches, Brachiopodes (?) et à Crinoïdes.	TA 807 L.M. TA 808 L.M. TA 809 L.M.
3	10,0 env.	S	m.inf.	shale micacé, légèrement silteux, blanchâtre, soyeux tachant les doigts, altéré avec de nombreuses passées violines et rougeâtres, assez dur, peu fissile. à + 5,5 m environ, Climacograptidés indéterminables, deux fragments de *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R. Age : Llandovery moyen-supérieur.	TA 806 R.X
2	2 à 2,5	S	m.inf.	éboulis ; non vu.	
	43,9 env.	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin à moyen, formant une pseudo-surface structurale.	

- Coupe 67 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
8	0,2	S	m.moy.	roche phosphatée, tendre, tachant les doigts, ocre à rouille, à fines passées verdâtres, parfois conglomératiques avec des galettes molles argilo-silteuses.	TA 822
7	0,5	S	m.moy.	grès-quartzite fin, micacé, à patine brun rougeâtre.	
6	1,0	S	m.moy.	shale silteux ou finement gréseux, micacé, grisâtre ou rouge violine, fissile.	
5	9,5	S	m.moy.	grès à grès-quartzite fin, micacé, légèrement argileux, en bancs centimétriques, à débit rognoneux avec, à la base, 0,5 m environ de grès fin ferrugineux oolithique voisin de TA 813 (coupe 67 A) ; équivalent du niveau 8 de la coupe 67 A.	
4	11,0	S	m.moy. et inf.	éboulis ; non vu.	
3	8,5 à 9,0	S	m.inf.	shale légèrement silteux, blanchâtre ou rougeâtre, talqueux au toucher, peu fissile, à rares Graptolites.	
				à + 5 m environ, *Pristiog. regularis* (Törnq.) et des Brachiopodes.	TA 821
				Age : Llandovery moyen-supérieur.	
				à + 1,5 m environ, un fragment de Graptolite mal conservé, appartenant probablement à *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R.	TA 820
				Age : probablement Llandovery moyen-supérieur.	
2	1,0 env.	S	m.inf.	éboulis non vu.	
	32,0 env.	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin, à cassure mauve et verdâtre avec des mouches millimétriques verdâtres (Fe^{++}), à débit en grandes dalles.	TA 819

Dans cette coupe, assez différente des précédentes, S est formé de deux ensembles où alternent shales, grès-quartzites très fins et siltstones, séparés par une barre constituée soit par une hématite oolithique (coupe 67 A), soit par un grès à grès-quartzite fin micacé (coupe 67 B).

L'ensemble inférieur renferme dans toute son épaisseur des Graptolites du Llandovery et du Gala-Tarannon. Le niveau 6 de la coupe 67 A serait, en gros, l'équivalent du niveau 4 des grès-quartzites à *Monograptus sedgwicki* Portlock de la coupe 55 B d'Idguiguine.

Dans une coupe voisine, mais que nous ne pouvons pas localiser avec précision, la SAP a récolté une faune de Graptolites (éch. SAP 6546) qui, selon les déterminations de S. Willefert, serait d'âge Wenlock inférieur. Cette faune se compose de rares et petits *Pristiograptus dubius* (Suess), de fragments de *Monograptus priodon* Bronn dont certains sont peut-être des *Monograptus firmus* Bouček, de parties proximales d'un *Monoclimacis*, soit *aduncus* (Bouček), soit *vomerinus*

var. *gracilis* Elles et Wood et de *Retiolites (Retiolites) geinitzianus angustidens* (Elles et Wood). Cette faune se situe de ce fait au-dessus de celle récoltée dans le niveau 7 de la coupe 67 A et qui représente le Gala-Tarannon.

La corrélation de cette coupe avec les précédentes est difficile. Plusieurs interprétations sont possibles selon la position que l'on attribue à l'échantillon SAP 6546 :

- s'il se situe dans le niveau 9 de la coupe 67 A, la barre hématitique est l'équivalent du couronnement gréseux du membre inférieur de la zone tabulaire. La présence, dans la coupe 62 d'Am Jinger, de Gala-Tarannon *au-dessus* du couronnement du membre inférieur va à l'encontre de cette hypothèse, sauf si ces grès sont hétérochrones.

- s'il provient de la barre hématitique, 8 de la coupe 67 A devenue plus argileuse, cette dernière est d'âge Wenlock.

- s'il provient d'un équivalent plus épais du niveau 7 de la coupe 67 A, la barre hématitique représente alors tout ou partie du membre moyen.

- s'il provient du niveau 11 de la coupe 67 A, que les géologues de la SAP auraient trouvé dégagé, la continuité du membre supérieur est alors mise en cause.

L'hypothèse adoptée, qui s'appuie en partie sur des comparaisons avec les coupes 68 de Chelrett Gleïtet el Bol et 71 d'Ayoun Lebgar dans la zone plissée, est la suivante :

- les niveaux 1 à 6 de la coupe 67 A représenteraient le membre inférieur tel qu'il a été défini dans les coupes des Oueds Chig et Am Jinger.

- les niveaux 7 et 8 de la coupe 67 A seraient l'équivalent du membre moyen nettement aminci, notamment pour ce qui est de son talus argileux.

- le niveau 8 phosphaté de la coupe 67 B marquerait la partie inférieure du membre supérieur dont la base a été datée du Ludlow $e\beta_1$ dans la coupe 61 d'Iramach el Akhdhar.

10) Conclusions à l'étude des shales à Graptolites de l'Oued Chig S dans la zone tabulaire

La description détaillée de ces 9 coupes nous permet de proposer un schéma stratigraphique et paléogéographique des shales à Graptolites de l'Oued Chig S dans la zone tabulaire. Nous distinguerons trois zones géographiques s'échelonnant selon une direction ENE-WSW (fig. 181).

a) Zone des Oueds Chig - Am Jinger

Les shales à Graptolites de S ont été étudiés en détail dans 5 coupes :

- coupe 60 dans la partie amont de l'Oued Chig
- coupe 61 à Iramach el Akhdhar
- coupe 62 dans la partie aval de l'Oued Chig
- coupe 63 à Am Jinger
- coupe 64 à El Frea en Nos.

Dans ces cinq coupes, qui sont les plus orientales de l'Adrar, la falaise des shales à Graptolites S peut être subdivisée lithostratigraphiquement en trois membres (de bas en haut) :

- *le membre inférieur* est constitué d'un talus de shales souvent silteux ou finement gréseux, durs, peu fissiles, talqueux, épais de 7,5 m dans la coupe 60 A de Chig amont, et d'un

entablement de grès-quartzite à intercalations de grès fins à très fins et de siltstones argileux, qui diminue d'épaisseur vers l'WSW.

Le contact de S sur OS, observable dans la coupe 60 A de Chig amont, est brutal et lithologiquement très tranché. Cependant il semble y avoir concordance entre ces deux formations.

Les shales, qui constituent le talus, renferment une faune peu abondante de Graptolites du Llandovery. Dans les coupes 60 et 61 de Chig amont et d'Iramach el Akhdhar, l'entablement gréseux a livré des empreintes rapportées, avec doute, à *Monograptus sedgwicki* Portlock, qui caractérise la base du Llandovery supérieur.

- *le membre moyen* est le plus largement développé. Son talus tendre est constitué de shales fissiles bleutés ou noirs, monotones, épais en moyenne de 45 m, dont la partie inférieure renferme une riche faune de Graptolites du Wenlock inférieur et supérieur avec, à l'extrême base, dans la coupe 62 de Chig aval, des espèces marquant le passage du Gala-Tarannon au Wenlock.

Ces shales sont couronnés par une barre de grès très fins et de siltstones à niveaux ferrugineux et phosphatés, plus ou moins nette, épaisse de 4 à 5 m et dont l'âge est inconnu.

- *le membre supérieur* est fréquemment envahi par les éboulis de grès du Dévonien inférieur qui masquent partiellement des shales silteux oú finement gréseux, grisâtres, durs, peu fissiles, épais de 10 à 15 m. La faune de ces shales est très pauvre : dans la partie inférieure, quelques débris de Gigantostracés, de Crustacés et, dans la coupe 61 d'Iramach el Akhdhar, de rares empreintes fragmentaires de Graptolites rapportées à *Saetograptus leintwardinensis primus* (Bouček) qui caractérise le Ludlow $e\beta_1$.

b) Zone Idguiguine - Toudouchine - Oued Sbaya

Les shales à Graptolites de l'Oued Chig (S) ne forment plus dans cette zone que deux falaises. On retrouve le membre inférieur qui correspond à la falaise inférieure, toujours couronnée par des grès et grès-quartzites à empreintes de Graptolites, probablement *Monograptus sedgwicki* Portlock. Son épaisseur est comparable à celle observée dans la zone décrite ci-dessus.

La falaise supérieure plus puissante englobe les membres moyen et supérieur décrits dans la zone des Oued Chig et Am Jinger. Cependant, dans la coupe 66 de l'Oued Sbaya, réapparaît une intercalation argilo-gréseuse peu marquée dans la topographie. Epaisse en moyenne de 35 m, la falaise supérieure est constituée de shales noirs et bleutés, fissiles. Dans la coupe 55 d'Idguiguine, ces shales sont subdivisés en trois par deux intercalations de roche phosphatée, silteuse. Les parties inférieure et moyenne, épaisses au total d'environ 25 m, renferment des Graptolites du Wenlock inférieur et supérieur ; aucun Graptolite n'a été trouvé dans la partie supérieure.

Les corrélations avec la zone des Oueds Chig et Am Jinger sont délicates en ce qui concerne la falaise supérieure. Deux hypothèses sont possibles :

- la falaise supérieure correspond dans son ensemble à l'unité ou falaise moyenne de Chig - Am Jinger. L'unité supérieure de Chig est absente soit parce que non déposée soit, plus vraisemblablement, parce que érodée avant le dépôt du Dévonien inférieur discordant.

- les parties inférieure et moyenne de la falaise supérieure sont l'équivalent de l'unité moyenne de Chig - Am Jinger, tandis que la partie supérieure correspond à l'unité supérieure de Chig - Am Jinger. En faveur de cette seconde hypothèse, il faut mentionner la réapparition dans

la coupe 66 de Sbaya d'une amorce de barre gréseuse couronnée par un niveau phosphaté et ferrugineux. Cependant la présence dans la coupe 55 d'Idguiguine de *deux* niveaux phosphatés, rend incertaine l'utilisation de ce faciès comme niveau repère.

En nous appuyant sur des comparaisons avec certaines coupes de la zone plissée (coupe 71 d'Ayoun Lebgar) où le membre supérieur de Chig - Am Jinger est bien caractérisé, nous adopterons la seconde hypothèse. Dans ces conditions, nous assistons, dans la zone d'Idguiguine - Toudouchine - Sbaya à une réduction de l'épaisseur du membre moyen de Chig - Am Jinger (20 à 25 m contre 45 m), alors que la puissance du membre supérieur reste sensiblement la même.

c) Zone de l'Oued Akkadenach

D'une façon générale, cette zone se caractérise par un S moins épais et plus riche en intercalations gréseuses ; elle fait transition avec la zone plissée. Les corrélations de la coupe 67 de l'Oued Akkadenach avec celles précédemment décrites sont difficiles. Nous avons adopté l'hypothèse d'un épaississement du membre inférieur et d'une très forte diminution d'épaisseur du membre moyen dont les faciès sont méconnaissables ; le membre supérieur se retrouverait en gros inchangé.

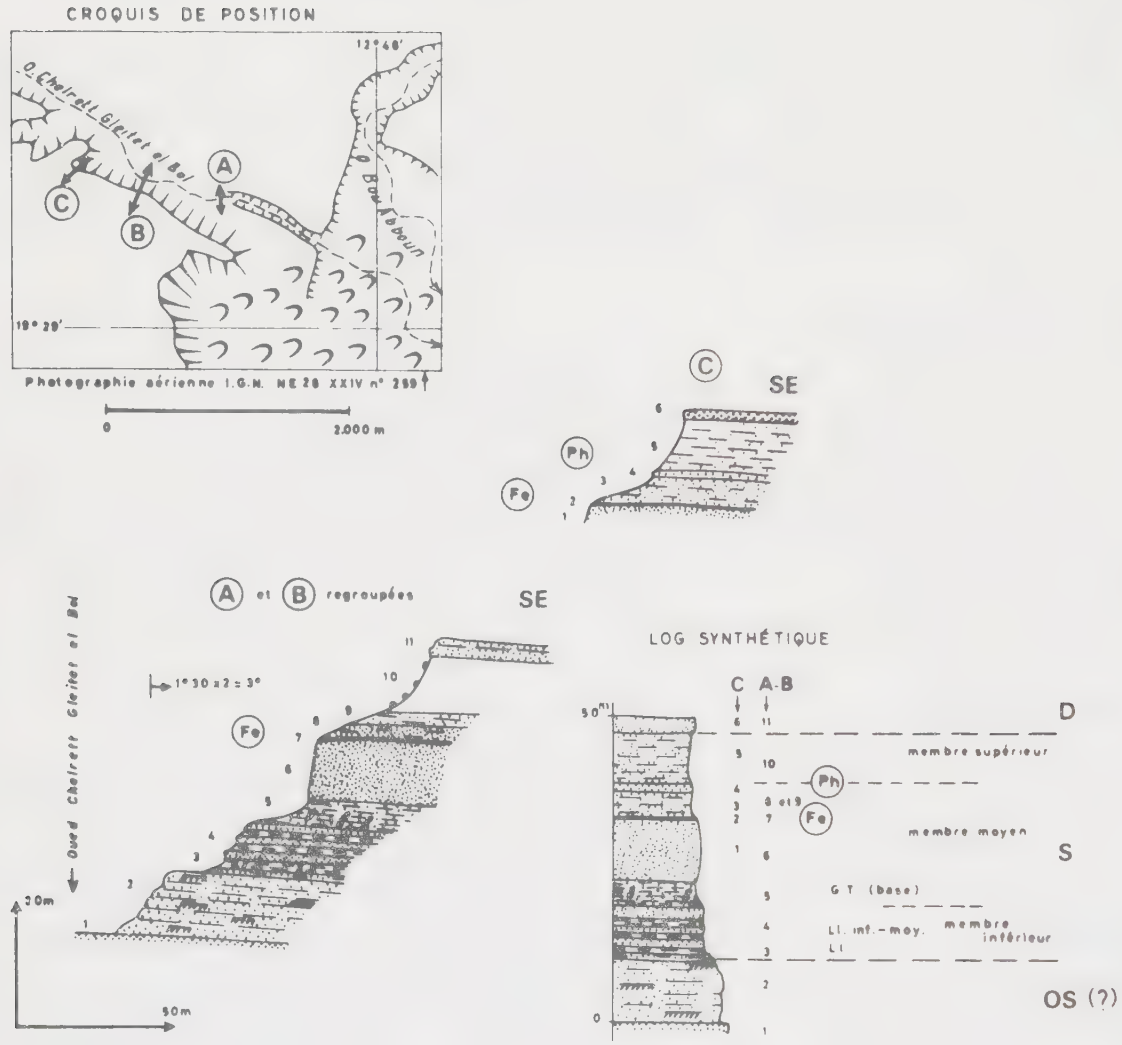
B - LA ZONE PLISSEE

Du Sénégal oriental au Sud, à la région d'Akjoujt au Nord, la bordure du bassin de Taoudeni est, au contact de la chaîne des Mauritanides, plissée et fracturée. Ces plissements semblent, en première approximation, contemporains de la tectonique tangentielle qui, dans la région d'Akjoujt, est responsable de la mise en place des grandes unités allochtones de la chaîne des Mauritanides. En Adrar, dans la région étudiée, les plis de la bordure du bassin de Taoudeni sont de style éjectif avec de larges synclinaux en baignoires et des anticlinaux aigus. Lorsqu'on s'éloigne de cette bordure en se dirigeant vers l'Est ou le Nord-Est, l'intensité des plissements s'amortit rapidement et l'on passe insensiblement à la zone des plateaux qui vient d'être passée en revue.

Nous décrirons 8 coupes toutes situées dans le quart sud-ouest de la feuille au 1/200.000 Faraoun, la formation de l'Oued Chig S y est d'une façon générale plus gréseuse, avec d'assez importantes variations de faciès.

1) Coupes 68 de Chelrett Gleïtet el Bol (fig. 171)

Cette coupe présente quelques similitudes avec celle d'Akkadenach étudiée dans la zone tabulaire. Elle a été levée sur la rive droite de l'Oued Chelrett Gleïtet el Bol, à environ 16 km au SW de la coupe 67 d'Akkadenach.



COUPES 68 A-B ET C DE S DANS L'OUED CHELRETT GLEITET EL BOL

Figure 171

- Coupe 68 A et B regroupées

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
11	2,5	D		grès-quartzite grossier, conglomératique, à quartz millimétriques arrondis, à galets millimétriques de siltstone ferrugineux rouille ou rouge, à cassure mauve clair, à patine brune, en dalles épaisses aux arêtes émoussées ; faune de *Meganteris archiaci* De Verneuil, de Lamellibranches et de Crinoïdes, pouvant atteindre une grande taille. Age : Siegénien supérieur - Emsien.	TA 1948
10	10,0	S	m.sup.	éboulis ; non vu.	
9	2,0	S	m.moy.	grès à grès-quartzite fin, argileux, pouvant passer à des shales gréseux ; affleurements discontinus.	

8	2,0	S	m.moy.	grès très fin, ferrugineux, légèrement micacé, à stratification irrégulière, à débit rognoneux, à cassure et patine vert sale.	TA 1947
7	0,3	S	m.moy.	siltstone à grès très fin, ferrugineux, légèrement micacé, pouvant passer à une hématite silteuse, tendre, à cassure rouge, tachant les doigts, à patine noire ; structure concentrique composée d'une série d'enveloppes emboîtées et plus ou moins riches en fer.	TA 1946
6	10,0	S	m.moy.	grès-quartzite très fin à siltstone, parfois légèrement ferrugineux, à cassure grise ou ocre, à patine ocre, en minces lits à débit rognoneux ; forme une barre subverticale rubanée.	TA 1945 bis
5	4,0 env.	S	m.moy.	grès-quartzite très fin, à empreintes de Graptolites, à débit en minces plaquettes, à figures de courant *(brush-marks, groove-marks)*, avec, à certains niveaux, des faciès cloutés et pustuloïdes qui évoquent des faciès à Scolithes de CO_{12} bien que paraissant dépourvus de Scolithes.	TA 1944 bis
				à + 2 m, empreintes en creux de *M. priodon* Bronn et de *Petalolithus* gr. *palmeus* (Barrande) et pierres volantes à empreintes mal conservées appartenant probablement à *Monog. halli* (Barrande).	TA 1943 bis
				Age : base du Gala-Tarannon.	
4	7,5 à 8,0	S	m.inf.	alternance de grès-quartzite très fin, dur, massif, à cassure grise ou mauve, à stratification irrégulière, et de grès fin, argileux, micacé, à débit en plaquettes, en rognons, en fines aiguilles, qui renferme quelques Graptolites.	TA 1943
				à + 5 m, *Climacog. scalaris normalis* Lapw. et peut-être *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R. difficile à distinguer du genre *Climacograptus* ou du genre *Pseudoglyptograptus*, et de nombreux *Diplog.* soit *modestus* Lapworth soit *magnus* Lapw.	TA 1945
				Age : partie supérieure du Llandovery inférieur ou Llandovery moyen.	
				à + 1,7 m, Climacograptidés qui sont, soit des *Climacog. scalaris normalis* Lapw. soit des *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R.	TA 1944
				Age : Llandovery sans plus de précision.	
3	1,0	S	m.inf.	grès-quartzite très fin, verdâtre et rougeâtre, à galettes centimétriques de shale vert et à galets millimétriques d'oxydes et d'hydroxydes de fer ; faunule de Crinoïdes, Lamellibranches et Brachiopodes, la plupart du temps épigénisée par des oxydes et hydroxydes de fer.	TA 1942 L.M.
	37,0 env.	S			
2	10,5 env.	OS?		grès-quartzite hétérogranulaire, parfois légèrement ferrugineux, à cassure mauve, rougeâtre et blanchâtre, à patine brun noir, en bancs massifs à stratifications obliques renfermant une faunule de Rhynchonellidae et de Dalmanellidae indéterminable avec précision.	TA 1941 TA 1950

1	1,0 et plus	OS?		grès-quartzite fin, à cassure blanchâtre, à patine brune, en bancs massifs ; beaucoup plus dur que le niveau 2.	
	11,5	OS?			

- Coupe 68 C

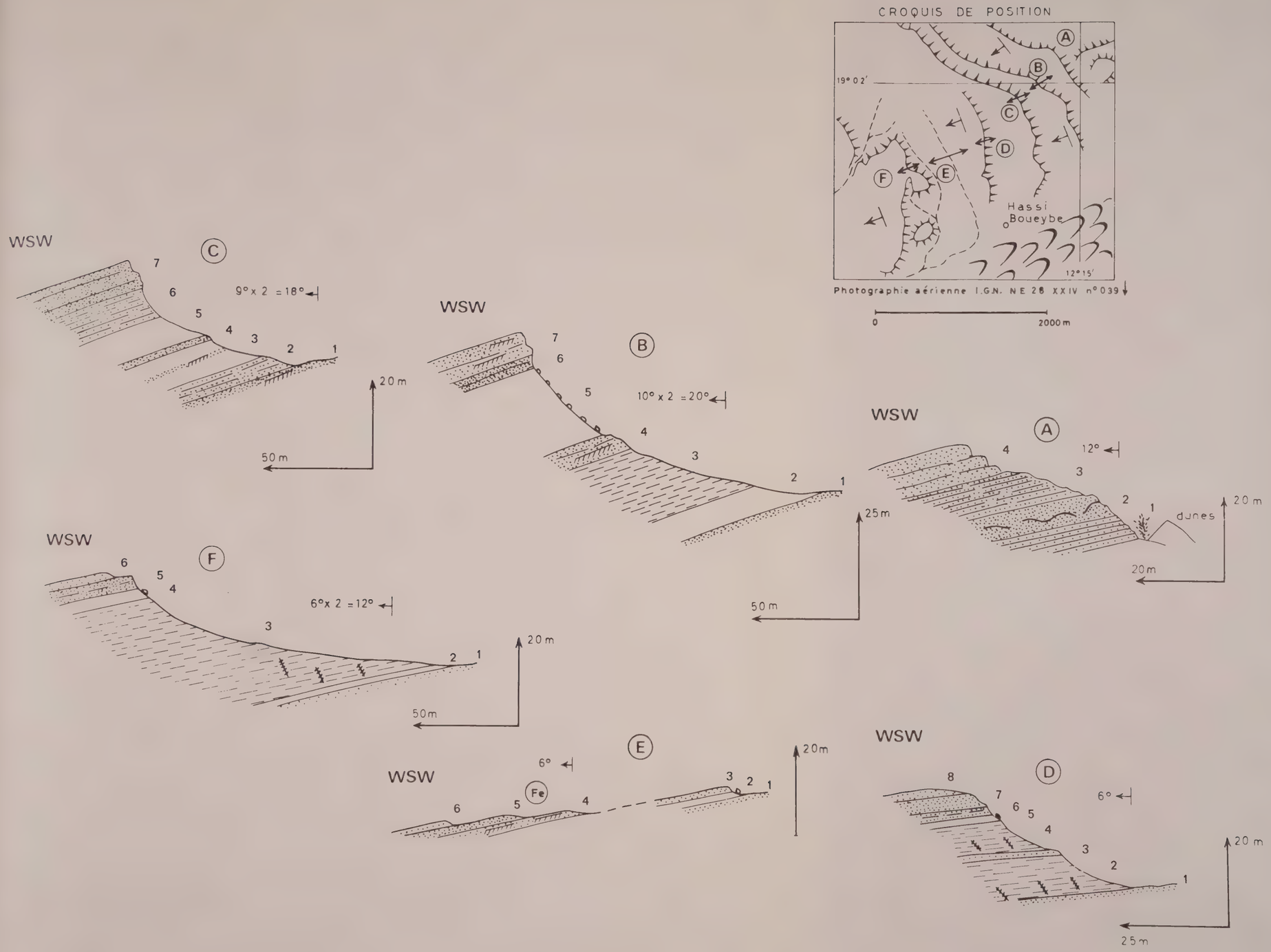
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	1,5	D		grès-quartzite conglomératique, à Crinoïdes, Lamellibranches et Brachiopodes souvent de grande taille ; équivalent du niveau 11 de la coupe 16 A-B.	
5	8,5 env.	S	m.sup.	shale silteux, ou finement gréseux, micacé, vert moutarde, à débit en plaquettes.	
4	1,0	S	m.moy.	grès grossier conglomératique, phosphaté, à ciment ferrugineux et à galets millimétriques de siltstone ferrugineux ou phosphaté.	TA 1949 L.M.
3	4,5 env.	S	m.moy.	grès très fin, ferrugineux, à débit rognoneux, à patine et cassure vert sale ; en partie équivalent du niveau 8 de la coupe 16 A-B.	
2	0,3	S	m.moy.	siltstone ferrugineux, passant à une hématitite silteuse, tendre, à cassure rouge, tachant les doigts ; équivalent du niveau 7 de la coupe 16 A-B.	
1	4,0 et plus	S	m.moy.	grès-quartzite très fin à siltstone, parfois ferrugineux, en minces lits à débit rognoneux ; équivalent du niveau 6 de la coupe 16 A-B.	
	18,3 env.	S			

Cette coupe est très voisine de la coupe 67 d'Akkadenach. Le membre inférieur, qui renferme des Graptolites du Llandovery, est moins épais qu'à Akkadenach. Le niveau 5 de la coupe 68 A-B, qui renferme des Graptolites du Gala-Tarannon, la barre centrale de siltstones ou de grès-quartzite fin, légèrement ferrugineux, et les niveaux 2, 3 et 4 de la coupe 68 C sont l'équivalent du membre moyen tel qu'il est représenté à Akkadenach. En particulier le niveau 4 de la coupe 68 C pourrait être un homologue plus grossier du niveau 8 de la coupe 67 B. Si l'on admet cette corrélation, le niveau 5 de la coupe 68 C représente un équivalent amoindri du membre supérieur.

La limite entre S et OS n'est lithologiquement pas tranchée. Les grès-quartzites hétérogranulaires du niveau 2 de la coupe 68 A-B, qui renferment une faunule de petits Brachiopodes, ont été rattachés, sans bons arguments, à OS.

2) Coupes 56 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe (fig. 172)

Trois coupes complètent vers le haut les deux coupes décrites dans l'étude de la formation d'Azeilli (p. 419).



COUPES 56 A, B, C, D, E ET F DE OS ET S AU GUELB EL MOUCH ET A HASSI BOUEYBE

Figure 172

- Coupe 56 D

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
8	1,5 à 2,0	S	m.inf.	grès-quartzite à grès hétérogranulaire, légèrement ferrugineux, à quartz millimétriques arrondis et mouches rouille de 1 à 5 mm constituées par un grès fin à ciment ferrugineux.	TA 1094 L.M. TA 1093 L.M.
7	3,5	S	m.inf.	grès-quartzite très fin, à cassure blanche et mauve, à patine brune ou blanchâtre.	
6	2,2	S	m.inf.	grès-quartzite hétérogranulaire, à cassure blanche et mauve, à patine brun rougeâtre et à débit en grandes dalles aux arêtes arrondies.	TA 1092 L.M.
5	1,5	S	m.inf.	éboulis ; non vu.	
4	8,0 env.	S	m.inf.	shale silteux, légèrement ferrugineux, bleuté, à passées altérées rougeâtres.	
				à + 1 m, nombreux *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R.	TA 1091 L.M.,R.X
				Age : Llandovery moyen-supérieur.	
3	0,8	S	m.inf.	siltstone argileux brun ou rouge, à galettes ocre, tendres.	
2	9,5	S	m.inf.	shale silteux ou finement gréseux, bleuté, grisâtre ou ocre, assez dur, peu fissile.	
				à + 3 m, mauvaises empreintes de *Climacograptus* parmi lesquelles on peut reconnaître *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R.	TA 1090
				Age : Llandovery moyen-supérieur.	
				à + 1 m, moules internes de *Climacograptus* parmi lesquels on peut reconnaître quelques fragments de *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R.	TA 1089 R.X
				Age : Llandovery moyen-supérieur.	
	27,25 env.	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quarzite fin à moyen, massif, à débit parallélépipédique, avec des Scolithes au toit ; équivalent du niveau 7 de la coupe 56 C.	

- Coupe 56 E

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	0,5 à 1,0	S	m.inf.	grès-quartzite moyen hétérogranulaire, pouvant passer à un grès à ciment ferrugineux peu abondant, légèrement feldspathique, à cassure grisâtre ou mauve ; faciès voisin de celui du niveau 5, mais moins ferrugineux.	TA 1096 L.M.

5	1,5 à 2,0	S	m. inf.	grès-quartzite à grès hétérogranulaire, ferrugineux, à cassure mauve et patine brune.	
4	1,5 à 2,0	S	m. inf.	grès-quartzite à grès hétérogranulaire, légèrement ferrugineux, à cassure mauve, à patine brune et à stratifications obliques ; moins dur et moins ferrugineux que le niveau 5.	TA 1095 L.M.
3	1,0 à 1,5 env.	S	m. inf.	grès-quartzite fin, à mouches millimétriques rouille, à patine blanchâtre, à débit parallélépipédique.	
2	1,0 à 1,5	S	m. inf.	éboulis ; non vu.	
1	1,0 et plus	S	m. inf.	grès-quartzite à grès hétérogranulaire ferrugineux, à quartz millimétriques arrondis ; représente le toit du niveau 8 de la coupe 56 D.	
	7,75 env.	S			

- Coupe 56 F

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	1,5 à 2,0	D		grès-quartzite fin à très fin, à cassure mauve clair, à patine brune.	
5	3,0 env.	D		grès-quartzite moyen à passées hétérogranulaires, à quartz millimétriques arrondis et à petites galettes tendres d'oxydes et d'hydroxydes de fer, à fines tubulures sinueuses (Scolithes ?) comblées par du fer, à cassure mauve et ocre, à patine brune, friable sous le marteau.	TA 1099
	4,75 env.	D			
4	3,0 à 3,5	S	m.moy. et sup.(?)	éboulis ; non vu.	
3	29 à 30,0 env.	S	m.moy. et sup.(?)	shale silteux ou finement gréseux, bleuté, à passées altérées rougeâtres, dur, peu fissile.	TA 1097 R.X
				à + 7 m environ, fragments de Graptolites appartenant soit à *M. priodon* Bronn, soit à *M.* gr. *flexilis* E., des fragments de *Cyrtograptus* indéterminables que l'on peut cependant rapprocher de *Cyrtog. ellesi* Gort.	TA 1098 R.X
				Age : Wenlock peut être supérieur.	
2	1,0	S	m.moy.	éboulis ; non vu.	
1	0,5	S	m.inf.	grès-quartzite hétérogranulaire ; équivalent du niveau 6 de la coupe 56 E.	
	34,25 env.	S			

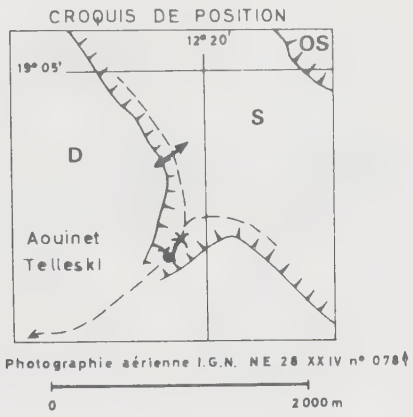
Dans cette coupe, S est constitué de deux falaises de shales tendres, toutes deux couronnées par des grès-quartzites massifs et durs.

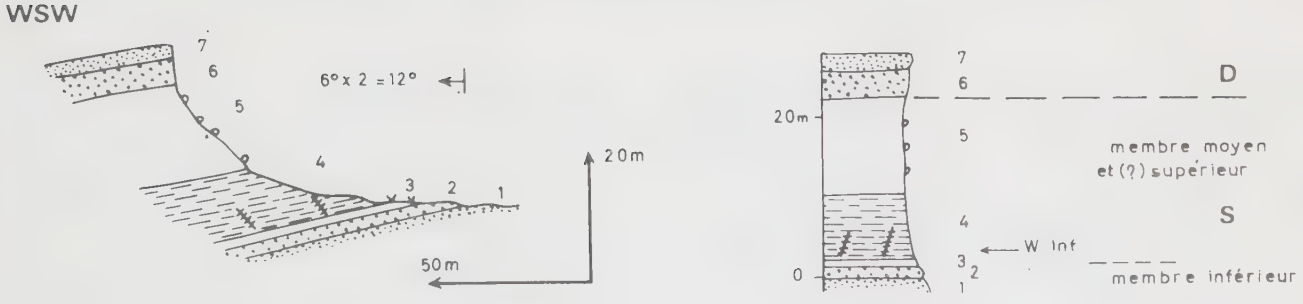
La falaise inférieure, qui correspond au membre inférieur, comprend un talus de shales tendres, épais de 20 m qui renferme une faune de Graptolites d'âge Llandovery moyen-supérieur. Il est plus épais que son équivalent de la zone tabulaire. Le couronnement gréseux, qui prend ici le faciès des grès-quartzites monumentaux de OS, est peut-être en partie ou en totalité l'équivalent des grès-quartzites à *Monograptus sedgwicki* Portlock de la zone tabulaire qui, dans cette hypothèse, s'épaissiraient vers le Sud.

Le talus de la falaise supérieure, épais de 34 m, est, au moins dans sa partie inférieure, d'âge Wenlock. Par comparaison avec la stratigraphie de la zone tabulaire, il peut être l'équivalent soit du membre moyen seul, soit du membre moyen et du membre supérieur qui, nous l'avons vu, ne renferme que de très rares Graptolites.

L'épaisseur totale de S, dans la coupe 56 du Guelb El Mouch et d'Hassi Boueybe, est de 68 m.

3) Coupe 69 à Aouinet Telleski (fig. 173)





COUPE 69 PARTIELLE DE S A AOUINET TELLESKI
(le Silurien inférieur est identique à celui de la coupe 56)

Figure 173

Cette coupe est importante puisque c'est la seule de tout l'Adrar dont la faune de Graptolites ait été décrite par Th. Monod (1952, p. 40). D'après D. Le Maître (*in* Th. Monod, 1952, p. 301), la faune comprend des Graptolites, *Monograptus vulgaris* Wood, *M. varians* Wood, *M. flemingii* s.s. Salter, *M. dubius* Suess, *M. undiferus* Perner et *M. monodi* sp. nov. qui appartient au

groupe de *M. uncinatus* Tullberg, associés à des Orthocères et des Lamellibranches. Ces Graptolites caractériseraient, selon D. Le Maître (*ibid.* p. 304), le Ludlow inférieur. Il est même possible que le Ludlow moyen soit présent, puisque G. Waterlot a cru y reconnaître *M. angustidens*.

La coupe 69 d'Aouinet Telleski a été levée dans la falaise qui domine la source, à un peu moins de 1 km au Nord des palmiers-dattiers du point d'eau. Les conditions d'affleurement sont mauvaises.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	2,0	D		grès-quartzite grossier, conglomératique, à patine sombre, à débit irrégulier.	
6	4,5	D		grès-quartzite à grès fin à moyen, légèrement argileux, peu dur, en bancs de 30 à 50 cm, à débit esquilleux, à patine chocolat.	
	6,5	D			
5	15,5	S	m.moy. et sup.(?)	éboulis ; non vu.	
4	10,0 env.	S	m.moy. et sup.(?)	shale bleuté, grisâtre, savonneux au toucher, dur, assez peu fissile, à nombreux Graptolites.	
				à + 1 m, empreintes et contre-empreintes de *Ret. (Ret.) geinitzianus geinitzianus* (Barr.), fragments appartenant peut-être à *R. (R.) geinitz.* cf. *angustidens* (E. et W.), nombreux *Pristiog. praedubius* (B.) et deux fragments de *Monog. (Mediog.) inconspicuus* (B.).	TA 1080
				Age : Wenlock inférieur au voisinage de la zone à *Cyrtograptus murchisoni*.	
3	1,5 env.	S	m.moy.	alluvions et recouvrements sableux ; non vu.	
2	1,5	S	m.inf.	grès-quartzite à grès moyen, ferrugineux, à cassure mauve, à patine brun noir et à stratifications obliques.	TA 1079
1	1,0 et plus	S	m.inf.	grès-quartzite fin, très légèrement ferrugineux, assez tendre, à cassure ocre à rouille, à patine noire, formant une pseudo-surface structurale.	TA 1078
	29,5 env.	S			

Cette coupe est identique à la coupe 56 F du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe, distante d'une dizaine de kilomètres. Cette équivalence est confirmée par l'examen des photographies aériennes. La falaise inférieure, au moins en partie d'âge Llandovery, n'a pas été décrite car elle est en tout point identique à celle de la coupe 56.

Il existe cependant un désaccord entre les déterminations de S. Willefert, qui date la base des shales du Wenlock inférieur à Aouinet Telleski, et du Wenlock supérieur au Guelb el Mouch et à Hassi Boueybe et celles de D. Le Maître (1952) qui rattache la faune récoltée par Th. Monod au Ludlow. Bien que cet auteur ne précise pas l'endroit exact où il a ramassé la faune

étudiée par D. Le Maître, il est sûr que l'échantillon provient du même talus de shales.

Pour accorder les deux points de vue, la solution la plus simple est d'imaginer que l'échantillon de Th. Monod a été récolté haut dans la coupe d'Aouinet Telleski, au sommet du niveau 4 ou dans le niveau 5. Ceci est possible mais surprenant étant donné, qu'aux alentours de la source, la partie supérieure des shales est entièrement masquée par des éboulis de grès-quartzite. Nous aurons l'occasion de revenir sur ces divergences lorsque nous établirons la chronostratigraphie du Silurien (p. 524).

Cette coupe d'Aouinet Telleski et celle du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe, nous permettent également de soulever le problème de la chronostratigraphie des grès de Tamga O_4, là où Th. Monod (1952) les a définis, c'est-à-dire non loin du Guelb el Mouch. Ces grès, selon cet auteur, clôturent la sédimentation ordovicienne ; ils sont surmontés par les grès fossilifères d'Aïoun Lebgar G_1 datés du Wenlock et par les schistes à Graptolites d'Aouinet Telleski G_2 d'âge ludlow.

Cette stratigraphie est parfaitement illustrée par la coupe d'Aouinet Telleski où Th. Monod (1952, p. 152 et fig. 46) place, sous les shales à Graptolites G_2, les grès d'Aïoun Lebgar G_1 qui, en général, sont peu épais, puis, encore en-dessous, les grès de Tamga O_4. Or nous savons, grâce à la coupe 56 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe, que, sous le talus de shales d'Aouinet Telleski, se situe une seconde falaise dont le talus est constitué de shales d'âge Llandovery moyen-supérieur (coupes 56 D et E de la figure 172). *Il en résulte que, là où ils ont été définis par Th. Monod (1952), les grès "ordoviciens" de Tamga englobent, à leur partie supérieure, des shales à Graptolites du Llandovery moyen-supérieur et, immédiatement au-dessus, un niveau de grès-quartzite massif, à faciès O_4, qui, à titre d'hypothèse, peut être attribué au Llandovery supérieur, voire au Gala-Tarannon et qui, en tout état de cause, est compris dans l'intervalle Llandovery - Wenlock.*

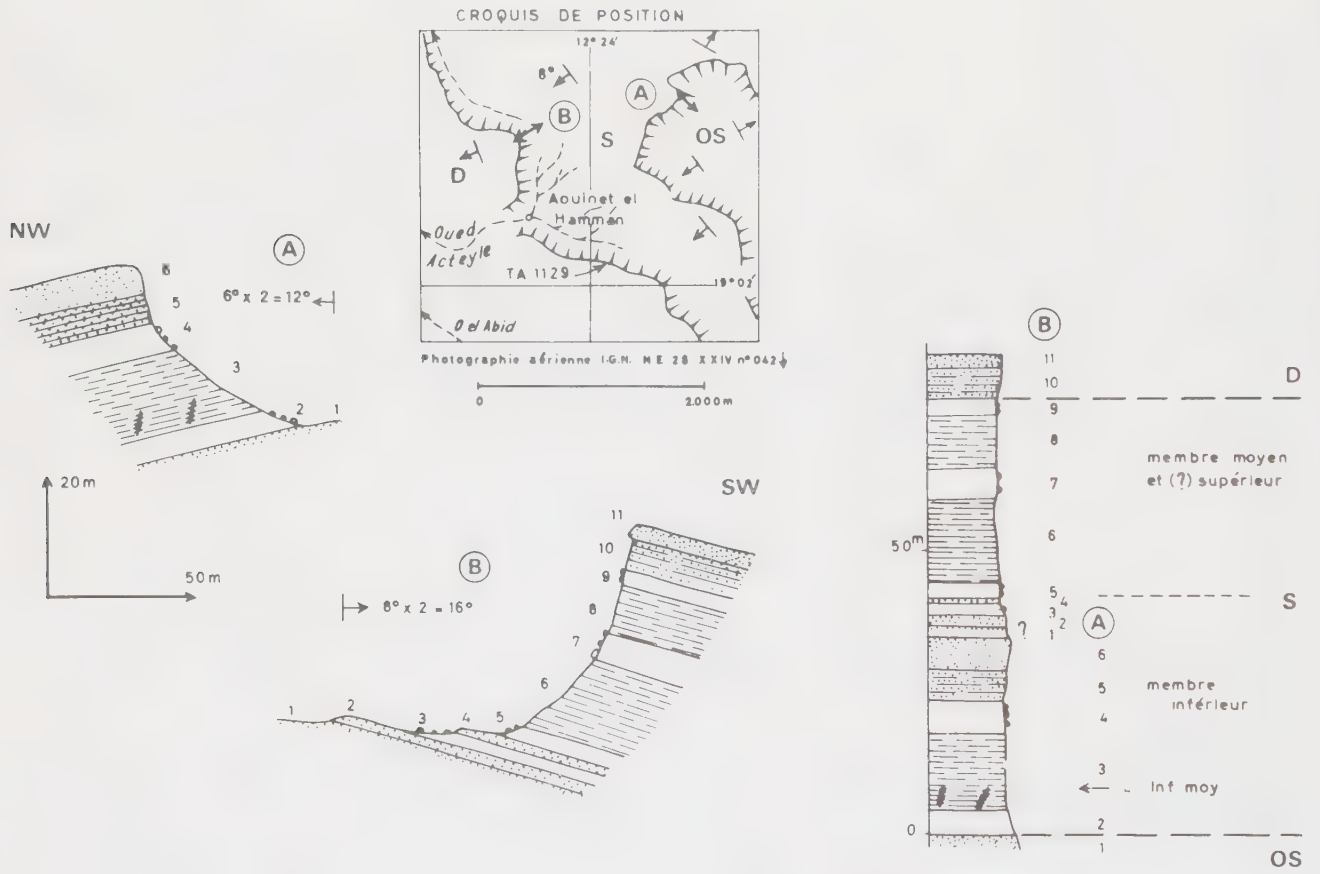
4) Coupes 70 des Oueds Acteyle et El Abid (fig. 174)

Cette coupe est levée sur la bordure nord-est du synclinal qui, vers l'Ouest, fait suite à celui d'Aouinet Telleski et d'Hassi Boueybe.

- Coupe 70 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	5,5 et plus	S	m.inf.	grès-quartzite fin à cassure blanchâtre veinée de rose ou de mauve clair, à patine brune, à Scolithes, en bancs pouvant dépasser 1 m d'épaisseur, à débit monumental.	TA 1107
5	5,5	S	m.inf.	grès-quartzite fin, à cassure grisâtre, à patine brun noir, à nombreux et fins Scolithes, en bancs de 5 à 10 cm souvent assez mal individualisés.	TA 1106
4	6,0	S	m.inf.	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
3	13,5	S	m.inf.	shale, parfois silteux ou légèrement gréseux, bleuté ou grisâtre, savonneux au toucher, tachant les doigts, à petits cristaux de gypse, en petits bancs peu fissiles avec des passées altérées rougeâtres.	

				à + 4 m environ, assez nombreux *Climacog. scalaris normalis* Lapw. Age : Llandovery inférieur-moyen sans plus de précision.	TA 1105 R.X
2	4,0 env.	S	m.inf.	éboulis ; non vu.	
	34,5 env.	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin, à cassure blanche saccharoïde ou rosée, à patine sombre, en bancs bien stratifiés de 5 à 15 cm d'épaisseur.	TA 1104



COUPES 70 A ET B DE S DANS LES OUEDS ACTEYLE ET EL ABID

Figure 174

- Coupe 70 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
11	2,5	D		grès-quartzite hétérogranulaire, légèrement ferrugineux, conglomératique, à grains de quartz millimétriques arrondis, à cassure mauve, à patine brune, fossilifère avec des Crinoïdes, des Lamellibranches et des Brachiopodes atteignant parfois de grandes tailles. A un peu plus de 1 km au SE (éch. TA 1129) nous avons	TA 1115

				récolté : ? *Plicoplasia* sp., *Costispirifer* sp. e.g. *ferronesensis* (Comte), *Acrospirifer* sp. et *"Chonetes"* sp.	
10	5,5 env.	D		grès-quartzite fin, à cassure grisâtre ou mauve clair, vacuolaire, en bancs décimétriques avec, localement, de fines intercalations de roche ferrugineuse rouge ou ocre constituée d'une trame d'argiles, d'hématite et de goethite mamelonnée.	TA 1113 TA 1114
	8,0 env.	D			
9	3,0	S	m.moy. et sup.(?)	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
8	9,0	S	m.moy. et sup.(?)	shale fissile, bleuté à grisâtre, à rares passées altérées rougeâtres ; pas trouvé de Graptolite.	TA 1112
7	5,5	S	m.moy. et sup.(?)	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
6	15,0 env.	S	m.moy. et sup.(?)	shale silteux à finement gréseux, légèrement micacé, verdâtre, à débit rognoneux ; pas trouvé de Graptolite.	TA 1111 R.X
5	2,5	S	m.moy. et sup.(?)	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
4	1,0 env.	S	m.inf.	grès-quartzite fin, à cassure blanchâtre, saccharoïde, à patine brune souvent masquée par des enduits d'oxydes et d'hydroxydes de fer, à débit en parallélépipèdes.	TA 1110
3	2,0 env.	S	m.inf.	non vu ; gravillons ferrugineux qui masquent peut-être une formation tendre.	
2	2,0 env.	S	m.inf.	grès-quartzite à grès hétérogranulaire légèrement ferrugineux, à cassure mauve, à patine gris brun.	TA 1109
1	1,0 et plus	S	m.inf.	grès-quartzite fin, à empreintes mal conservées de Crinoïdes et probablement de Brachiopodes ; équivalent du toit du niveau 6 de la coupe 70 A.	TA 1108
	41,0 env.	S			

Cette coupe est très voisine des deux précédentes. On y retrouve les deux talus de shales séparés par une intercalation de grès-quartzite massif, à débit ruiniforme, à faciès OS, qui est localement fossilifère.

Le raccord entre les coupes 70 A et 70 B est approximatif. Le niveau 6 de la coupe 70 A, qui forme un large plateau plongeant d'environ 8° vers le SW, est peut-être plus épais.

L'échantillon TA 1129 récolté à la base du Dévonien, à 1 km environ au SE de la coupe (cf. croquis de position de la figure 174), renferme une faune de grande taille avec des *Plicoplasia* sp. et des *Costispirifer* sp. e.g. *ferronesensis* Comte (déterminations inédites de J. Drot)

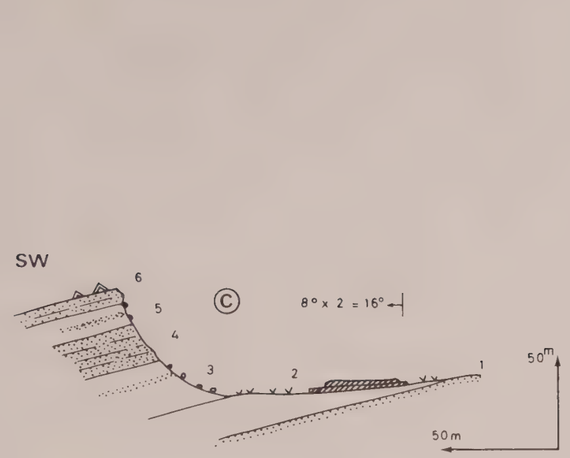
que l'on peut situer à la limite Siegénien supérieur - Emsien inférieur.

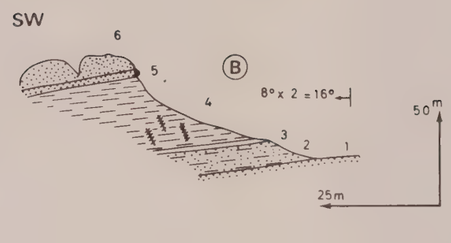
5) Coupes 57 de Mermedha (fig. 175)

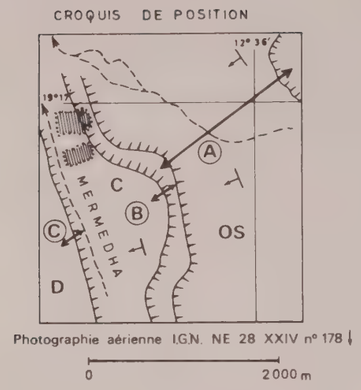
Ces deux coupes 57 B et C font suite à la coupe 57 A décrite dans l'étude de la formation d'Abteilli (p. 42I).

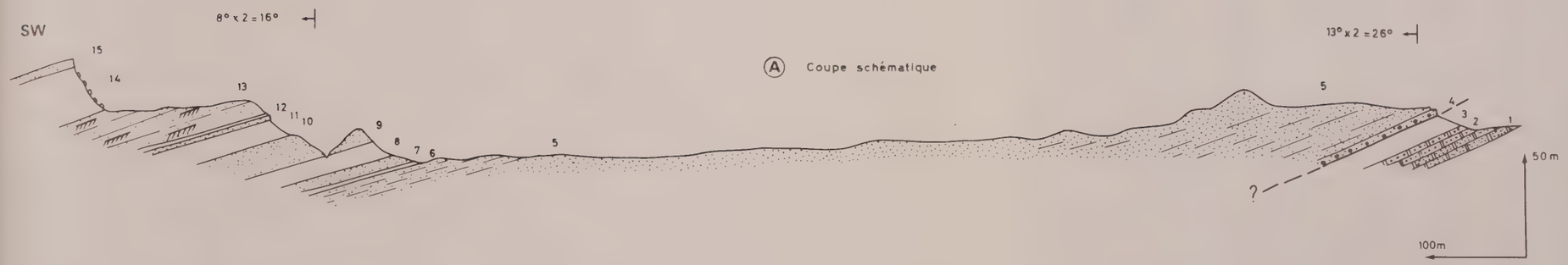
- Coupe 57 B

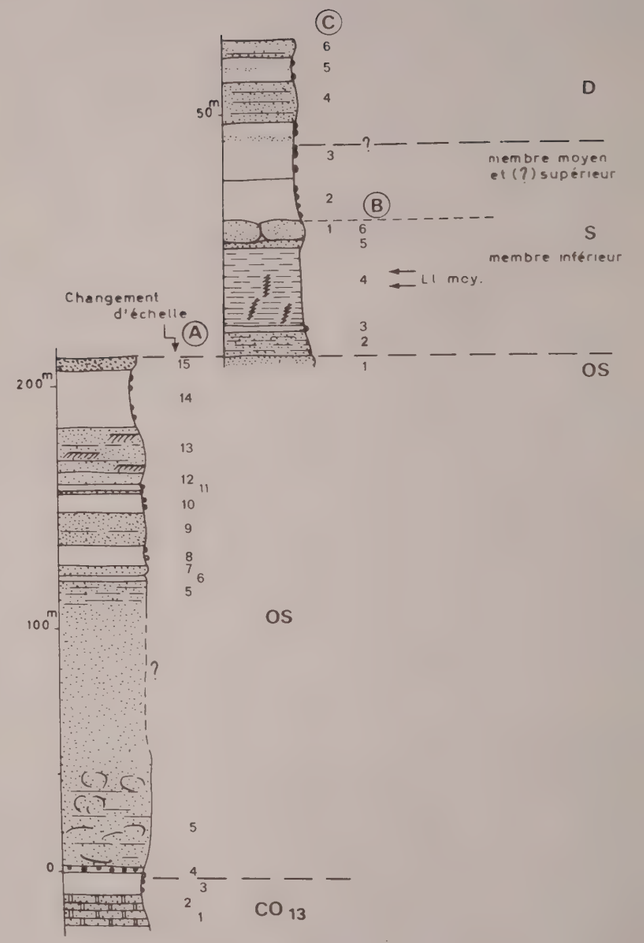
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	4 à 5,0	S	m.inf.	grès-quartzite moyen, à cassure ocre ou cassonnade, à patine grise à brunâtre, massif, à débit ruiniforme, à rares Scolithes ; faciès très voisin des grès-quartzites massifs du toit de OS ; épaisseur approximative.	TA 951 L.M.
5	1,5	S	m.inf.	grès-quartzite moyen, à cassure blanche saccharoïde ou violine très clair, à patine grisâtre, dur, fossilifère avec des Dalmanellidae indéterminables avec précision et des Crinoïdes.	TA 950 L.M.
4	16,0 env.	S	m.inf.	shale parfois légèrement silteux, bleuté à grisâtre, soyeux et savonneux au toucher, peu à pas fissile, se débitant mal, avec des rares passées altérées rougeâtres.	
				à + 10 m environ, nombreux fragments de *Diplog. magnus* Lapw., rares Climacograptidés qui sont soit des *Climacog. scalaris normalis* Lapw., soit des *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R.	TA 949
				Age : Llandovery moyen.	
				à + 8 m environ, rares moules internes de Graptolites souvent comblés par des oxydes et hydroxydes de fer pulvérulents. Un exemplaire de *Diplog. magnus* Lapw., des Climacograptidés qui sont soit des *Climacog. scalaris normalis* Lapw., soit des *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R.	TA 948
				Age : Llandovery moyen (cf. TA 949).	
3	1,0	S	m.inf.	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
2	5 à 5,5	S	m.inf.	siltstone à ciment argileux, grisâtre, à passées altérées rouges et violine, dur, à rares nodules et galettes argilo-ferrugineuses ocre, en bancs centimétriques.	TA 947 L.M.
	28,25 env.	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin à moyen, en grandes dalles massives, formant une pseudo-surface structurale ; équivalent du niveau 15 de la coupe 57 A.	











COUPES 57 A, B ET C DE OS ET S A MERMEDHA

Figure 175

- Coupe 57 C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	3,5 à 4,0	D		grès-quartzite fin à très fin, à cassure blanchâtre saccharoïde, à patine ocre à rougeâtre, dur, bien lité, avec au sommet de nombreuses tombes préislamiques.	TA 954
5	5,0	D		éboulis de grès-quartzite avec de rares affleurements, probablement en place, de grès-quartzite très fin, à cassure blanche ou rougeâtre, à débit en plaquettes.	
4	8,5 env.	D		grès-quartzite à grès moyen à grossier, légèrement ferrugineux, conglomératique, à quartz millimétriques et centimétriques arrondis, à cassure ocre ou mauve clair, à patine grisâtre et à nombreuses et fines tubulures souvent contournées (Scolithes ?).	TA 953
	?				
3	11,5	D-S?		éboulis avec rares affleurements de grès-quartzite très fin, à cassure mauve à brunâtre, à patine grise ou brune ; à la base les éboulis masquent peut-être des shales siluriens.	TA 952
	?				
2	8,5 env.	S	m.moy. et sup.(?)	alluvions, recouvrement sableux et épaisses formations de diatomites quaternaires blanches, masquant probablement des shales siluriens ; épaisseur approximative, peut-être sous-estimée.	
1	1,0 et plus	S	m.inf.	grès-quartzite moyen, massif, à Scolithes et à débit ruiniforme ; équivalent du niveau 6 de la coupe 57 B.	

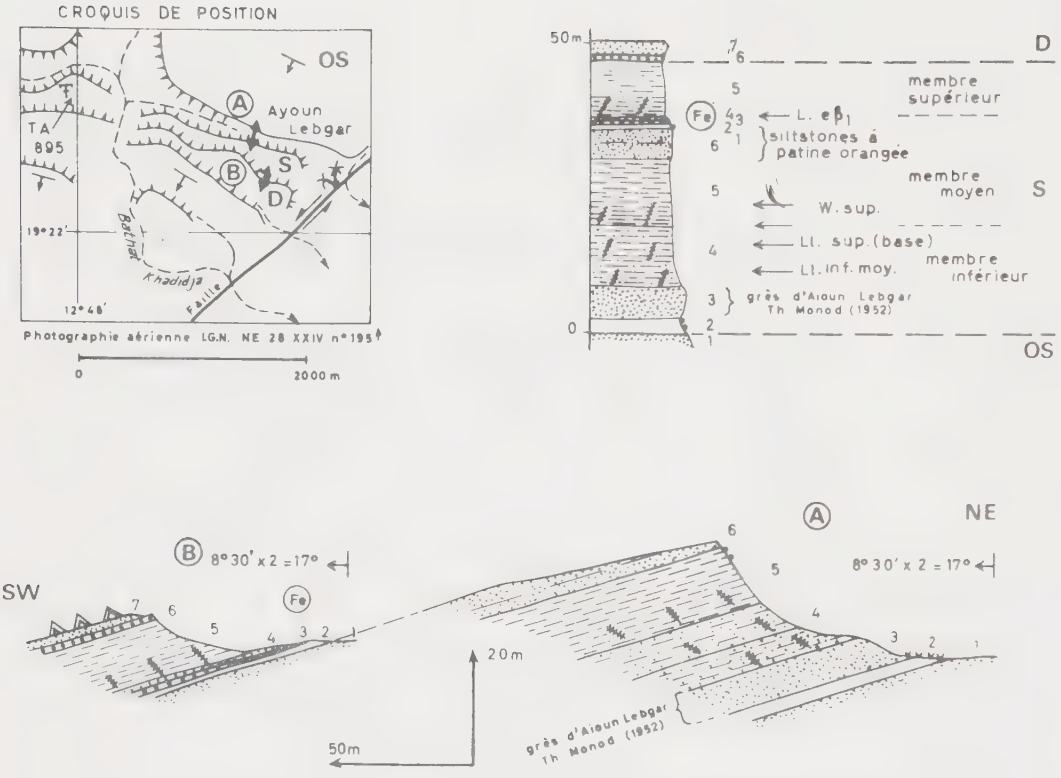
Dans cette coupe, comme dans la coupe 56 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe, le Silurien comporte deux falaises. La falaise inférieure est épaisse de 28 m ; son entablement, épais de 6 m, de grès-quartzites massifs, ruiniformes, est fossilifère avec notamment des Dalmanellidae indéterminables avec précision. La falaise supérieure est masquée par des colluvions sableuses et des dépôts de diatomite ; son épaisseur est plus faible que dans la coupe 56 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe (environ 15 m contre 34 m).

6) Coupes 71 d'Ayoun Lebgar (fig. 176)

C'est à proximité de cette coupe, à 1 km au NW de la palmeraie, dans un petit oued nommé Bathat Khadidja, que Th. Monod (1952, p. 165) a défini les grès d'Ayoun Lebgar G_1 qui, dans son échelle stratigraphique, constituent la base du Silurien.

Selon D. Le Maître (*in* Th. Monod, 1952, p. 301 et 304), ces grès renferment : "*Camarotoechia nucula* Sow., cf. *Rhynchonella cuneata* Dalm., *Rhynchonella* gr. *borealis* Sch., cf. *Orthis (Dalmanella) lunata* Sow., *Dalmanella elegantula* Dalm., des anneaux de *Homalonotus*, *Dalmanites* cf. *nexilis* Salter, *Tentaculites* sp. et de nombreux débris de tiges d'encrines". Cette faune serait caractéristique du Wenlock et plus précisemment d'un niveau élevé du Wenlock. Une faune, partiellement identique, a été récoltée par Th. Monod à l'Est de Hassi Atilé et sur le bord est du synclinal d'El Ahguid.

Les coupes 71 A et B ont été relevées à quelques centaines de mètres à l'WNW de la palmeraie d'Ayoun Lebgar.



COUPES 71 A ET B DE S A AYOUN LEBGAR

Figure 176

- Coupe 71 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	5,0 env.	S	m.moy.	siltstone à pélite à ciment argilo-ferrugineux peu abondant, à cassure ocre avec une auréole d'altération rougeâtre, à patine brun orangé, à stratifications obliques, à nombreuses figures de courant, en bancs réguliers de 5 à 10 cm d'épaisseur, à débit en plaquettes ou en parallélépipèdes ; forment une pseudo-surface structurale ; épaisseur approximative peut-être sous-estimée.	TA 901 L.M.
5	11,5 env.	S	m.moy.	shale finement gréseux ou silteux, grisâtre à bleuté, savonneux au toucher, tachant les doigts, assez dur, peu fissile, à débit en plaquettes.	TA 900 L.M.
				à + 3,5 m, quelques exemplaires de *Plectograptus praemacilentus* Bouček et Münch et quelques fragments de *Monoclimacis flumendosae* (Gortani).	SAP 7221
				Age : Wenlock supérieur, probablement la zone à *Monograptus testis*.	
				à + 3 à 3,5 m environ, quelques mailles d'un Rétiolitidé et un *Monoclimacis* indéterminables, divers fragments d'un Pristiograptidé qui évoque *Pristiog. pseudodubius* (Bouček).	SAP 7220
				Age : Wenlock supérieur s'il s'agit bien de *Pristiograptus pseudodubius*.	

				à + 2,5 m, *Pristiograptus dubius* (Suess), un *Monoclimacis* sp. indéterminable et une empreinte et contre-empreinte de *Cyrtog.* cf. *hamatus* (Baïly). Age : Wenlock supérieur probable.	SAP 7219
				à 1,75 m, fragments de *Monoclimacis* sp. indéterminable spécifiquement et mailles de Rétiolitidés. Age indéterminable.	SAP 7218
				à + 0,5 m, un exemplaire de *Plectograptus lejskoviensis* Bouček, un exemplaire de *Paraplectograptus eiseli* (Manck), nombreux fragments de *Monoclimacis flumendosae* (Gort.) et fragments de *Cyrtograptus*, peut-être *C. lundgreni* Tullberg. Age : Wenlock supérieur, probablement la zone à *Monograptus testis*.	TA 899 R.X
4	10,5 env.	S	m.inf.	ce niveau se subdivise en deux sous-niveaux aux faciès voisins qui renferment des Graptolites.	
				- au sommet, des grès argileux et des shales silteux ou finement gréseux, tendres, à moules internes en creux ou épigénisés par des oxydes et hydroxydes de fer, de ***M. sedgwicki*** Port. Age : base du Llandovery supérieur.	TA 898 B
				- à la base, grès à grès-quartzite très fin, micacé, à cassure grisâtre, à empreintes de Tentaculites, de Crinoïdes, de Graptolites, de Lamellibranches et probablement de Brachiopodes. La faune de Graptolites est constituée par des fragments de *Climacog. scalaris normalis* Lapw., des fragments appartenant soit à *Climacog. rectangularis* M'Coy soit à *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R. et deux fragments qui pourraient être des *Diplog. magnus ?* Lapw. Age : Llandovery inférieur (sommet)-moyen.	TA 898 A L.M.
3	5,5 env.	S	m.inf.	grès moyen, à passées conglomératique, à ciment carbonaté et ferrugineux, à cassure ocre ou mauve, à patine sombre souvent décapée, assez tendre, fossilifère, à anneaux d'*Homalonatus* et à *Camarotoechia*. (Grès d'Aïoun Lebgar de Th. Monod, 1952).	TA 897 L.M.
2	2,5 env.	S	m.inf.	éboulis de grès du niveau 3 masquant, peut-être, un niveau tendre.	
	35,0 env.	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite moyen à grossier, à cassure rosée, à patine brune, à stratifications obliques, dur, massif, en grandes dalles formant une surface structurale.	TA 896 L.M.

- Coupe 71 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
7	2,0 env.	D		grès-quartzite hétérogranulaire, à tubulures contournées (Scolithes ?), à débris de Spiriférídés, à cassure ocre à blanchâtre, à patine grise ou miel, dur, à débit en boules ou en parallélépipèdes aux arêtes émoussées.	TA 906 L.M.
6	1,0	D		grès-quartzite à grès très fin, à ciment argilo-ferrugineux peu abondant, à galettes millimétriques ocre de siltstone plus ou moins ferrugineux et phosphaté, à cassure et patine brune.	TA 905 L.M.
	3,0 env.	D			
5	10,0	S	m.sup.	shale parfois silteux, bleuté et grisâtre, à rares passées altérées violine ou rougeâtres, savonneux au toucher, à petits cristaux de gypse, assez dur, peu fissile, à rares Graptolites.	
				à + 2,5 m environ, morceaux de Nautiloïdes orthocones et empreintes de Cardioles et autres Lamellibranches.	SAP 7227
				à + 1 m environ, petit Graptolite qui est, peut-être, un *Saetograptus* (?) sp., rares *Pristiograptus* sp. à moins qu'il ne s'agisse de *Monoclimacis* sp.	TA 3082
				Age non déterminable.	
				à + 0,5 m, une empreinte de *Saetograptus* qui peut être soit *fritschi* s.l. (Perner) soit *leintwardinensis* s.l. (Hopkinson).	RA 904 R.X
				Age : Ludlow $e\beta_1$, à l'exception de l'extrême base.	
4	0,5 env.	S	m.moy.	ocre jaune passant à un grès très fin à ciment argilo-ferrugineux, tachant les doigts.	TA 903 L.M.,R.X
3	0,5 env.	S	m.moy.	hématitite à structure pseudo-oolithique, à cassure rouge, à patine noire, dure, très dense, avec de rares galettes millimétriques de siltstone ocre.	TA 902 L.M.
2	1,0	S	m.moy.	alluvions d'un petit oued masquant soit une formation tendre, soit le toit des siltstones et pélites du niveau sous-jacent.	
1	1,0 et plus	S	m.moy.	siltstone à pélite à ciment argilo-ferrugineux peu abondant, à patine brune à orangée, à débit en plaquettes, équivalent du niveau 6 de la coupe 71 A.	
	13,0 env.	S			

La coupe 71 A nous permet de poser le problème de l'âge des grès d'Aïoun Lebgar représentés par les grès conglomératiques, souvent ferrugineux, et fossilifères du niveau 3. *Situés sous des shales datés par des Graptolites du Llandovery inférieur-moyen* (niveau 4), *ces grès ne peuvent être d'âge Wenlock.* Ils sont soit d'âge Llandovery inférieur-moyen, soit plus ancien.

Cette erreur chronostratigraphique est, à notre avis, à mettre sur le compte de la

mauvaise qualité des fossiles, mal conservés, souvent partiellement épigénisés par des oxydes et hydroxydes de fer. Bien que plus nombreux et mieux conservés, les fossiles récoltés dans la Bathat Khadidja, là où Th. Monod a défini G_1, et à l'Est de la coupe 71 restent de piètre qualité. J. Drot y a identifié des Rhynchonellidae, des Dalmanellidae et des Orthidae indéterminables avec précision, associés à des Crinoïdes et des anneaux d'*Homalonotus*.

Attribués à tort au Wenlock, les grès d'Aïoun Lebgar définis par Th. Monod (1952) sont peu épais, souvent lenticulaires. A Aïoun Lebgar même, il n'est pas certain qu'ils représentent la base du Silurien, puisqu'ils sont séparés du O_4 (OS) par un non vu épais de 2,5 m (niveau 2 de la coupe 71 A).

A notre avis, les grès d'Aïoun Lebgar ne méritent pas d'être individualisés en tant qu'horizon privilégié. Dans la suite de cette étude, nous les considérerons comme un simple niveau de la base du Silurien.

Par ailleurs, les shales à Graptolites de S se subdivisent à Aïoun Lebgar en deux falaises. Dans le talus de la falaise inférieure, au-dessus des grès conglomératiques décrits ci-dessus, affleurent des grès plus ou moins argileux à Graptolites du Llandovery qui sont directement surmontés par des shales fissiles à Graptolites du Wenlock. L'épaisseur totale de cet ensemble (niveaux 2 à 5 de la coupe 71 A) est de 30 m. Ce talus tendre est couronné par des siltstones et des pélites, à patine orangée caractéristique, à débit en plaquettes sonores sous le marteau. Ce niveau à granulométrie très fine, bien lité, se termine par une ocre jaune friable (niveau 4 de la coupe 71 B). Cette ocre pourrait être l'équivalent des niveaux ferrugineux et phosphatés qui, dans la zone tabulaire, se situent au sommet du membre moyen (fig. 181).

Le talus de la falaise supérieure, épais de 10 m, renferme, à sa base, de très rares Graptolites du Ludlow inférieur. Il correspond aux shales du membre supérieur de la zone tabulaire.

Ces quelques observations, sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir lorsque nous établirons l'échelle chronostratigraphique, montrent tout l'intérêt de la coupe d'Aïoun Lebgar.

7) Coupes 72 de Bthaat el Mena (fig. 177)

Cette coupe a été levée dans les Oueds de Bthaat el Mena, à 11 km au Sud-Ouest d'Aïoun Lebgar. Elle constitue un jalon entre cette dernière coupe et celle d'El Ahguid (fig. 178).

- Coupe 72 A

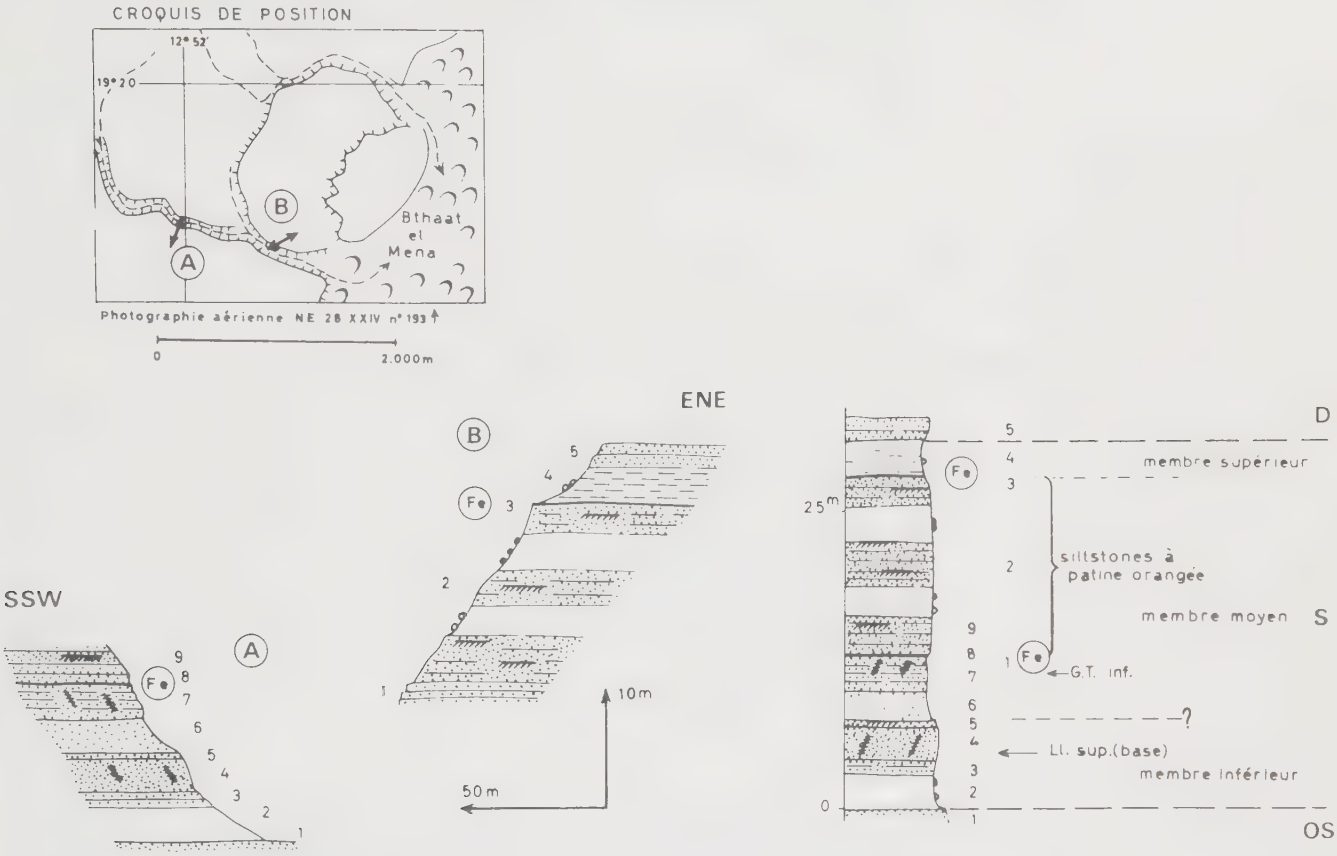
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
9	3,0	S	m.moy.	siltstone à nombreuses figures de courant, à cassure blanche et patine brun orangé caractéristique, à débit en plaquettes ; pas tout à fait en place.	
8	0,1 à 0,2	S	m.moy.	hématitite gréseuse, à pseudo-structure stromatolitique de type LLH-C, vacuolaire, à patine brun noir, pouvant passer à un grès ferrugineux rougeâtre, friable, à galettes de siltstone ou de shale.	TA 3086 a et b L.M. TA 876
7	2,75 env.	S	m.moy.	grès-quartzite très fin, à cassure blanchâtre, à patine ocre ou brune, à stratifications obliques, à rares Scolithes, finement lité, en bancs centimétriques.	TA 875

				à + 2,5 m, moules internes de Graptolites mal conservés ne permettant aucune détermination sûre : *M.* probablement *priodon* Bronn, peut être *M. halli ?* (Barr.) et *"Monog." veles* R. Richter et *? Spirograptus turriculatus* (Barrande). Age : probablement Gala-Tarannon inférieur.	TA 3085
6	3 à 3,2	S	m.moy. (?)	grès-quartzite à cassure grisâtre, à mouches blanches d'une fraction de millimètre, à patine rougeâtre, à débit rognoneux.	TA 874
5	0,5 env.	S	m.inf. (?)	grès-quartzite très fin, dur, à stratifications obliques, à débit en plaquettes, à cassure blanche, à patine ocre.	
4	2,6	S	m.inf.	grès-quartzite très fin, à cassure grisâtre, à patine brune, dense, à très fines mouches métalliques et à empreintes que l'on peut rapporter avec quelque doute à *M. sedgwicki* Port. Age : base du Llandovery supérieur (?).	TA 873 TA 3084
3	1,5 env.	S	m.inf.	grès-quartzite fin, légèrement micacé, à très fines mouches métalliques noires, à cassure grisâtre marbrée de mauve, à patine rougeâtre, en minces lits à débit rognoneux ; faciès voisin de TA 873 et 874.	TA 872
2	3 à 3,5	S	m.inf.	éboulis ; non vu.	
	16,85 env.	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite moyen, en bancs décimétriques, dur, massif, à cassure rosée, à patine brune.	TA 871

- Coupe 72 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
5	2,0	D ?		grès-quartzite hétérogranulaire, à cassure rosée ou ocre, à patine brune, dur, massif.	TA 879
4	3,0 env.	S	m.sup.	shale silteux ou finement gréseux, micacé, bleuté à grisâtre, à fines passées altérées rougeâtres, affleurant mal.	
3	0,25 env.	S	m.moy.	ocre jaune friable, tachant les doigts.	TA 878
2	15,0 env.	S	m.moy.	siltstone à grès-quartzite très fin, à cassure grisâtre, caractérisé par sa patine orangée à brune et par la grande abondance des figures de courant (*groove-marks* et *brush-marks*) ; nombreux éboulis masquant en partie cette formation visible en place seulement à sa base ; équivalent du niveau 9 de la coupe 72 A.	TA 877

1	1,0 et plus	S	m.moy.	grès-quartzite très fin, à stratifications obliques, en bancs décimétriques, équivalent du niveau 7 de la coupe 72 A.	
	19,25 env.	S			



COUPES 72 A ET B DE S A BTHAAT EL MENA

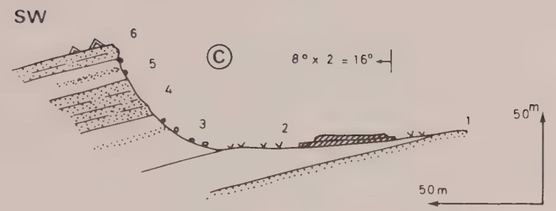
Figure 177

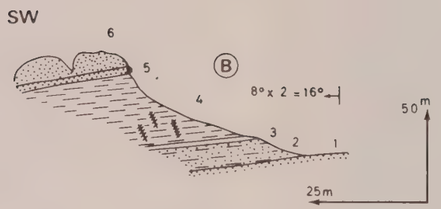
A Bthaat el Mena, la subdivision de S en deux falaises est beaucoup moins nette que dans les coupes 56 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe, 57 de Mermedha et 70 des Oueds Acteyle et el Abid. Par comparaison avec la coupe 71 d'Aïoun Lebgar, on peut cependant distinguer une falaise inférieure dont le talus est constitué de grès et grès argileux avec des Graptolites du Llandovery supérieur et du Gala-Tarannon inférieur et dont le couronnement est formé par le niveau repère des siltstones à patine orangée. Dans la coupe 71 d'Aïoun Lebgar l'âge de ce faciès repère est compris entre le Wenlock supérieur et le Ludlow $e\beta_1$. La falaise supérieure, très mince, est composée du niveau 4 de la coupe 72 B qui correspond au niveau 5 de la coupe 71 B d'Aïoun Lebgar. C'est approximativement l'équivalent du membre supérieur de la zone tabulaire.

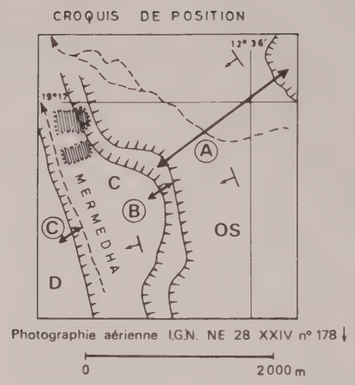
8) Coupe 58 d'El Ahguid (fig. 178)

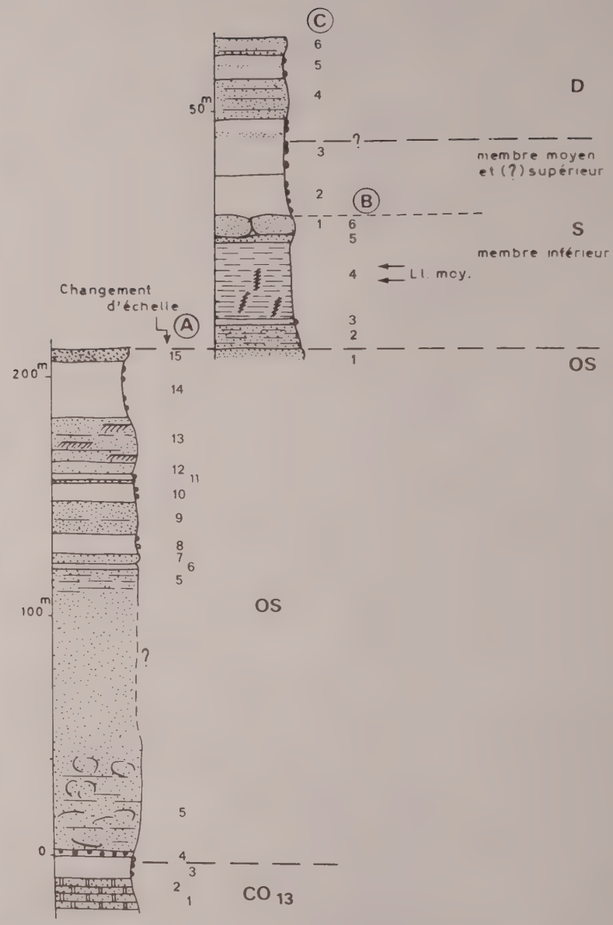
Cette coupe se situe sur le flanc oriental du vaste synclinal d'El Ahguid dont le flanc occidental disparaît sous les formations allochtones de la chaîne des Mauritanides. La base de cette coupe a été décrite dans l'étude de la formation d'Abteilli (p. 422).

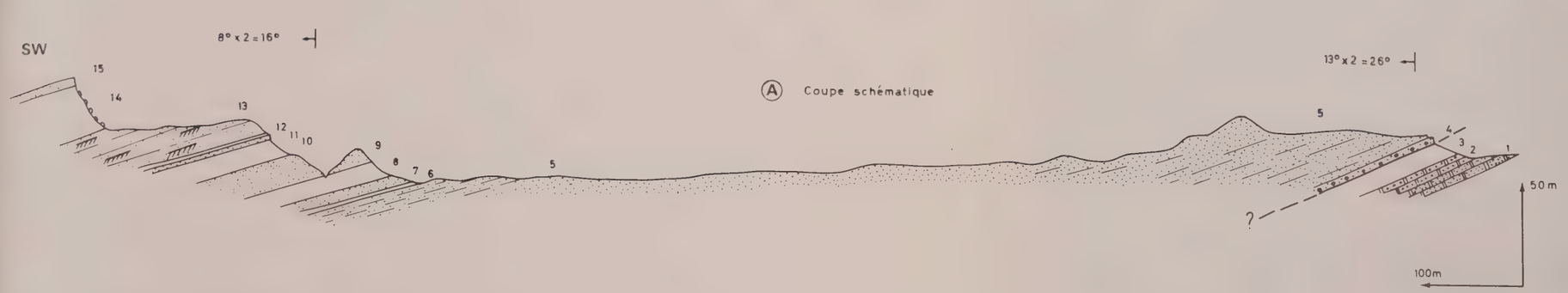
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
13	4,5 env.	D		grès-quartzite moyen à grossier, légèrement ferrugineux, à cassure mauve, à patine gris noir, fossilifère à Lamellibranches, Brachiopodes et Crinoïdes (?), pouvant atteindre de grandes tailles.	TA 1902
12	1,5 env.	D		grès-quartzite moyen, légèrement ferrugineux, à taches d'hématitite gréseuse, à cassure brune et mauve, à patine brun noir, dur, massif, à débit en parallélépipèdes.	TA 1901
11	1,5 env.	D		grès-quartzite fin, dur, très légèrement ferrugineux, à cassure brune, grisâtre ou rosée, à patine brune.	TA 1900
	7,5 env.	D			
10	6,5	S	m.sup.	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
9	14,0 env.	S	m.sup.	shale bleuté à grisâtre, dur, peu fissile, savonneux au toucher, avec de rares Graptolites.	
				à + 2,5 m environ, deux fragments d'un *Saetograptus* soit *leintwardinensis primus* (Bouček), soit *fritschi linearis* (Bouček).	TA 1151
				Age : Ludlow $e\beta_1$, ni le plus ancien ni le plus jeune, probablement la zone à *Saetograptus leintwardinensis primus*.	
				à + 1,5 m, petite population de *Saetog. fritschi linearis* (B.).	TA 1899
				Age : Ludlow $e\beta_1$.	
8	0,8	S	m.moy.	ocre jaune à rouille, friable, pulvérulente, tachant les doigts.	TA 1898 Thp
7	13,0 env.	S	m.moy.	siltstone à cassure grisâtre, à patine orangée caractéristique, très diaclasé, à débit en parallélépipèdes ou en plaquettes, avec au sommet des fentes de dessication remaniées dans les faciès plus finement stratifiés ; l'épaisseur est approximative.	TA 1896 L.M. TA 1897 L.M.
6	2,5 env.	S	m.moy.?	alluvions et recouvrement sableux ; non vu.	
5	3,5 env.	S	m.moy.?	grès-quartzite fin à très fin, légèrement kaolinique, à cassure blanchâtre, ocre ou mauve, à patine grisâtre, à Scolithes peu nets de 1 cm de diamètre et à empreintes de Graptolites pas vraiment déterminables qui évoquent cependant des *Saetograptus ?*, indéterminables.	TA 1895 L.M.
				Age indéterminable.	
4	6,0	S ?	m.moy. et inf.(?)	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
3	8,0	S ?	m.moy. et inf.(?)	alluvions d'un affluent de l'Oued Louabde masquant probablement une formation tendre.	
	54,3 env.	S			











COUPES 57 A, B ET C DE OS ET S A MERMEDHA

Figure 175

2	27,0 env.	OS		grès-quartzite fin, à cassure blanchâtre, saccharoïde, à patine grise, en bancs épais, à débit en boules ou en parallélépipèdes, formant une pseudo-surface structurale ; dans la partie supérieure, associées à de rares Scolithes, on trouve au toit de certains bancs, des empreintes en creux de demi-cylindre de 1 cm de diamètre moyen, sinueux, annelés, évoquant des traces de Vers.	TA 1894 L.M.

Dans cette coupe, comme dans la coupe 72 de Bthaat el Mena, la falaise inférieure est mal individualisée. Elle reste cependant couronnée par le niveau repère de siltstone à patine orangée. La falaise supérieure, plus épaisse que dans les coupes 71 d'Aïoun Lebgar et 72 de Bthaat el Mena, renferme quelques Graptolites du Ludlow $e\beta_1$. C'est l'équivalent du membre supérieur de la zone tabulaire.

Cette coupe se poursuit vers le haut par un Dévonien gréseux et silteux épais de plusieurs centaines de mètres, lui-même surmonté par les unités allochtones de schistes et de quartzites épimétamorphiques de la chaîne des Mauritanides.

9) Conclusion à l'étude de S dans la zone plissée (fig. 181)

La zone plissée peut être subdivisée en trois sous-zones où les coupes de S sont assez différentes :

- la zone de synclinaux sud-est (Telleski - Oueds Acteyle et El Abid - Mermedha)
- la zone de l'Oued Chelrett Gleïtet el Bol
- la zone Aïoun Lebgar - Bthaat el Mena - El Ahguid.

a) La zone des synclinaux sud-est

Elle englobe les coupes 56, 69, 70 et 57 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe, d'Aouinet Telleski, des Oueds Acteyle et El Abid et de Mermedha.

S y est formé de deux falaises très nettement individualisées. Le talus de la falaise inférieure est constitué par environ 20 m de shales durs plus ou moins silteux ou gréseux, peu fissiles, à rares Graptolites d'âge Llandovery. Ces shales sont couronnés par un entablement massif de grès-quartzites ruiniformes, à faciès OS, épais d'environ 10 m, et dont le sommet est localement ferrugineux (coupe 56 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe) et la base parfois fossilifère (coupe 57 de Mermedha) avec des *Camarotoechia*, des *Orthis* et des Crinoïdes. Cette falaise inférieure est probablement l'équivalent, nettement plus épais, du membre inférieur de la zone des Oueds Chig et Am Jinger.

Le talus de la falaise supérieure est constitué de shales fissiles, bleutés ou grisâtres, à rares passées silteuses avec, à la base, une faune de Graptolites du Wenlock inférieur et supérieur. Il est épais d'environ 35 m dans les coupes 56 et 70 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe et des Oueds Acteyle et El Abid et semble s'amincir vers le NW (environ 15 m à Mermedha). Ces shales sont couronnés par les grès-quartzites, localement fossilifères, du Dévonien inférieur.

Pour cette partie supérieure du Silurien, les corrélations avec la zone tabulaire sont

moins aisées que pour la partie inférieure. Le talus de la falaise supérieure peut représenter soit le talus du membre moyen de la zone tabulaire, soit l'ensemble des membres moyen et supérieur. Dans la première hypothèse, le membre supérieur, dont la base est Ludlow dans la zone tabulaire, serait absent parce que non déposé ou plus vraisemblablement parce qu'érodé avant le dépôt du Dévonien inférieur. En faveur de cette hypothèse il faut mentionner les caractères pétrographiques des shales de la falaise supérieure de la zone des synclinaux sud-est, qui sont fissiles, pauvres en détritiques, alors que dans la zone tabulaire, les shales du membre supérieur sont silteux ou gréseux. Dans la seconde hypothèse, le membre supérieur serait présent dans la zone des synclinaux sud-est, mais sans avoir pu être paléontologiquement caractérisé. En faveur de cette seconde alternative, il faut citer l'âge Ludlow avancé par D. Le Maître (*in* Th. Monod, 1952) pour les shales d'Aouinet Telleski. Cependant, lorsque nous établirons la chronostratigraphie du Silurien de l'Adrar, nous aurons l'occasion d'exprimer d'importantes réserves sur cet âge, qui n'est donc pas un argument déterminant.

Au stade actuel de nos connaissances, il nous est impossible de trancher entre ces deux hypothèses. On retiendra cependant la possibilité d'une érosion du Ludlow dans la zone des synclinaux sud-est.

b) La coupe 68 dans l'Oued Chelrett Gleîtet el Bol

Cette coupe présente de nombreuses affinités avec la coupe 67 d'Akkadenach dans la zone tabulaire. A elles deux, elles pourraient servir à définir une zone de transition entre les zones plissée et tabulaire.

On y retrouve le membre inférieur de la zone tabulaire d'épaisseur en gros comparable, mais beaucoup plus gréseux. Si l'on adopte les corrélations proposées pour la coupe 67 d'Akkadenach, les niveaux 5 en partie et 6 de la coupe 68 A-B et peut-être 2, 3 et 4 de la coupe 68 C représentent le membre moyen de la zone tabulaire ; le membre supérieur se retrouve inchangé, mais là encore non paléontologiquement caractérisé.

c) La zone Aîoun Lebgar, Bthaat el Mena et El Ahguid

Elle englobe les coupes 71, 72 et 58 qui sont les plus occidentales de toute la zone étudiée en détail. *Ces trois coupes sont caractérisées par l'apparition d'un niveau repère de siltstones à patine orangée* que nous retrouverons dans la coupe 73 d'Heneîkat et de Dlhoat el Mouilah (J. Drot et J.-P. Lécorché, 1971).

Le Silurien est formé de deux falaises. La falaise inférieure, couronnée par les siltstones à patine orangée, est l'équivalent des membres inférieur et moyen définis dans la zone tabulaire ; la falaise supérieure est l'équivalent du membre supérieur.

Le membre inférieur est présent dans les coupes 71 et 72 où il est formé d'une alternance de grès et de shales plus ou moins gréseux à Graptolites du Llandovery. Il est beaucoup moins épais que dans la zone tabulaire et que dans la zone des synclinaux sud-est.

Le membre moyen est constitué de siltstones à patine orangée, à faciès très caractéristique, dont l'âge est compris entre le Wenlock supérieur et le Ludlow $e\beta_1$ (coupe 71 d'Aîoun Lebgar) avec, au-dessous, quelques niveaux de shales ou de grès argileux, particulièrement développés dans la coupe d'Aîoun Lebgar où ils renferment une faune de Graptolites du Wenlock supérieur. Ce membre est nettement moins épais que dans la zone tabulaire.

Le membre supérieur a une épaisseur variable (5 à 20 m environ). Dans les coupes 71 et 58, sa partie inférieure renferme quelques Graptolites du Ludlow $e\beta_1$.

C - LES COUPES MARGINALES DE HENEÏKAT - DLHOAT EL MOUILAH ET DU MASSIF DE CHARANIA

La coupe d'Heneïkat- Dlhoat el Mouilah (fig. 179) se situe à 80 km à l'WSW de la coupe 68 de Chelrett Gleïtet el Bol sur la bordure sud-est plissée de l'Adrar, non loin du front des Mauritanides ; elle fait donc partie de la zone plissée.

Les coupes de Gleïbat Grarat Charania et de l'Oued Tirart (fig. 180) ont été levées sur le flanc nord-ouest du massif de Charania à 50 km au SE de la coupe 64 d'El Frea en Noss. Le massif de Charania, entouré de toutes parts par les dunes du Khatt, constitue un jalon entre les plateaux de l'Adrar et ceux du Tagant. Les coupes de Charania se situent donc dans le Silurien tabulaire.

1) Coupe 73 de Heneïkat - Dlhoat el Mouilah (fig. 179) d'après J. Drot et J.-P. Lécorché (1971)

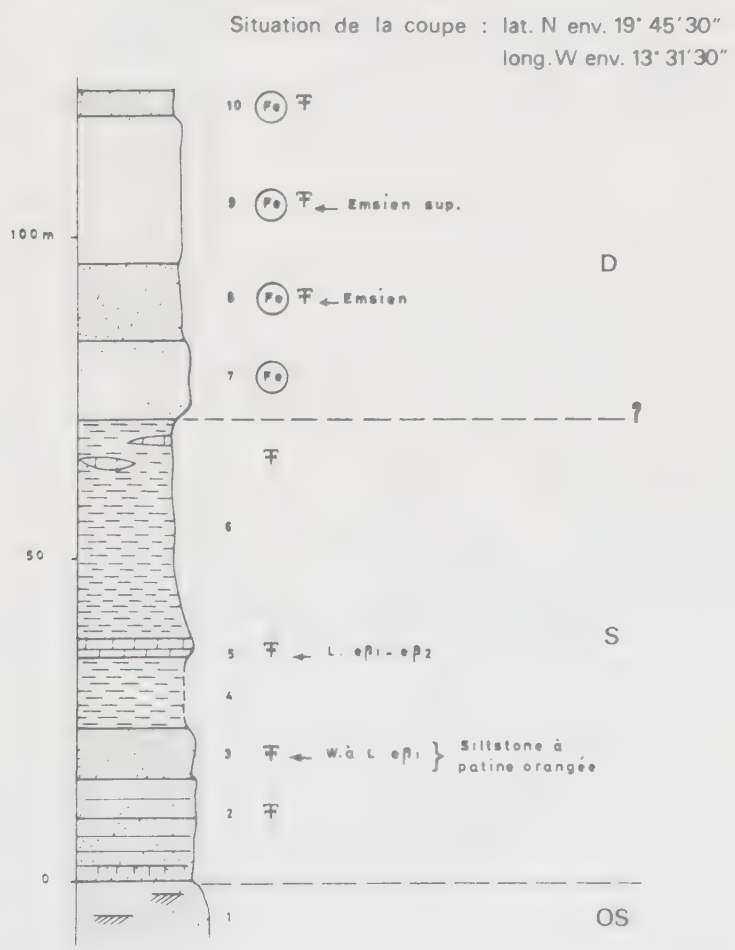


Figure 179 COUPE 73 DE S A HENEÏKAT - DHLOAT EL MOUILAH d'après J. DROT et J-P. LÉCORCHÉ 1971

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
10	4 m env.	D		grès fin, ferrugineux, à passées psammitiques, fossilifère, à *Eodevonaria* cf. *arcuata* (Hall).	
9	23 m env.	D		grès-quartzite gris, à passées gréseuses très ferruginisées, fossilifère, à *Euryspirifer* cf. *arduennensis* (Schnur) et avec un Asteropyginae incomplet. Age : probablement Emsien supérieur.	
8	12 m env.	D		grès ferrugineux, à passées grossières ou oolithiques, fossilifère, à *Eurospirifer* sp. e.g. *pellico-paradoxus* (de Verneuil et d'Archiac), cf. *Brachyspirifer carinatus* (Wedekind), *Eodevonaria* cf. *arcuata* (Hall) et divers Chonetidae. Age : vraisemblablement Emsien.	
7	12 m env.	D ?		grès-quartzite à zonations ferrugineuses.	
	51 m	D			
6	34 m env.	S ?	m.sup. ?	argilites grises ou lie de vin ; niveau à miches carbonatées à *Orthoceras*.	
5	3 m env.	S	m.sup. ?	calcaire bleu ou brun rouge, à passées lumachelliques à *Diabolirhynchia hollardi* (Drot) et "*Orthis*" sp. Age : Ludlow $e\beta_1$ passage à $e\beta_2$.	
4	11 m env.	S	m.sup. ?	non vu ayant livré des agglomérats d'argilites grises ou lie de vin.	
3	8 m env.	S	m.sup. à moy.	siltstone gris jaune, à patine orangée, fossilifère, à *Ancillotoechia* sp. et *Camarotoechia* sp. Age : Wenlock à Ludlow $e\beta_1$.	
2	16 m env.	S	m.moy. ?	grès ou grès-quartzites en bancs décimétriques à *Orthis* sp. et à Scolithes à la base.	
	72 m env.	S			
1		OS		grès-quartzite blanc, massif, à passées conglomératiques et à stratifications entrecroisées (O_4 de Th. Monod, 1952).	

Les *Ancillotoechia* des siltstones à patine orangée du niveau 3 caractérisent généralement le Wenlock et le Ludlow $e\beta_1$. Cet âge est en accord avec celui des siltstones à patine orangée de la coupe 71 d'Aïoun Lebgar qui sont encadrés par deux faunes de Graptolites du Wenlock supérieur et du Ludlow $e\beta_1$.

Par comparaison avec les coupes du Nord de la zone plissée (coupes 58 d'El Ahguid, 72 de Bthaat el Mena et 71 d'Aïoun Lebgar), on note un très net épaississement de la falaise qui couronne les siltstones à patine orangée (48 m contre en moyenne une dizaine de mètres). A Heneïkat - Dhloat el Mouilah cette falaise pourrait représenter le Ludlow $e\beta_1$ et $e\beta_2$ et peut-être même une partie du Gédinnien. Cette coupe montre également l'apparition d'un niveau carbonaté à la partie supérieure du Silurien.

2) Coupes 74 et 75 dans le massif de Charania (fig. 180)

- Coupes 74 A, B et C dans l'Oued Tirart (fig. 180)

- Coupe 74 A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	5,0 env.	D		grès-quartzite à grès fin à moyen, à passées hétérogranulaires, légèrement ferrugineux, à cassure brune ou ocre, à patine noire, à nombreuses stratifications obliques, à très nombreuses pistes de Vers atteignant 1 cm de diamètre et à cylindres problématiques dépassant 2 cm de diamètre et en partie épigénisés par des oxydes et hydroxydes de fer ; rares Brachiopodes trouvés sur des pierres volantes.	TA 3073
5	24,0 env.	S	m.moy. et sup.?	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
4	2,75 env.	S	m.inf.	grès-quartzite grossier à nombreux quartz millimétriques arrondis, à stratifications obliques, à patine brune ou noire ; au sommet passage à un grès-quartzite conglomératique à galets de quartz pouvant atteindre 1 cm et à nombreuses empreintes de galets mous.	
3	16,0	S	m.inf.	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
	42,75 env.	S			
2	3,0 env.	OS		grès-quartzite fin, vacuolaire, à cassure blanchâtre, grise ou ocre, à patine brune, caractérisé par l'abondance des Scolithes ; au toit nombreuses stratifications obliques agencées en gouttières d'orientation subméridienne.	TA 3072
1	0,5 et plus	OS		grès-quartzite fin à moyen, à grandes stratifications obliques, en bancs massifs de 0,25 à 1 m, à morphologie chaotique, avec des cordons kilométriques plus ou moins nettement individualisés ; probablement quelques passées de grès argileux plus tendres masquées par les éboulis.	

- Coupe 74 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
4	2,0 et plus	S	m.inf.	éboulis ; non vu.	
3	6,5 env.	S	m.inf.	grès-quartzite très fin à siltstone argileux, à débit en plaquettes, parfois micacé, à passées ferrugineuses rougeâtres, à nombreuses et très petites pistes de Vers, alternant avec des faciès plus tendres et plus franchement argileux.	TA 3075

				à + 3,3 m, petits *Pseudoclimacog. (Clinoclimacog.) retroversus* B. et R. et fragments qui appartiennent soit à cette espèce soit à *Climacog. scalaris* (Hisinger). Age : Llandovery moyen-supérieur.	TA 3076
2	0,05	S ?	m.inf.	grès très fin à siltstone, ferrugineux, à cassure rougeâtre, à patine brune et à débit en plaquettes.	TA 3074
	8,55 env.	S			
1	1,0 et plus	OS		grès-quartzite fin à moyen, ondulé avec des anticlinaux décamétriques nets (tectonique antérieure au dépôt de S ?).	

- Coupe 74 C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
3	2,5 env.	S	m.inf.	grès-quartzite fin à moyen formant une falaise assez mal individualisée ; équivalent probable du niveau 4 de la coupe 74 A.	
2	10,0 env.	S	m.inf.	grès-quartzite à grès très fin, légèrement argileux et ferrugineux, à cassure grise et rougeâtre, à patine ocre, en minces bancs centimétriques à allure rubanée.	TA 3077
1	1,0 et plus	S	m.inf.	éboulis ; non vu.	
	13,5 et plus	S			

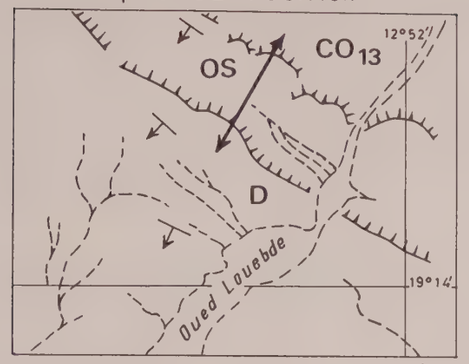
Bien qu'encombrée d'éboulis, la coupe 74 A montre clairement que le Silurien, épais d'un peu plus de 40 m, est constitué de deux falaises. La falaise inférieure est en partie d'âge Llandovery. Ce schéma est assez proche de celui du Silurien de l'Adrar, notamment de celui de la zone des synclinaux sud-est (fig. 181).

- Coupes 75 A, B et C à Gleïbat Grarat Charania (fig. 180)

- Coupe 75 A

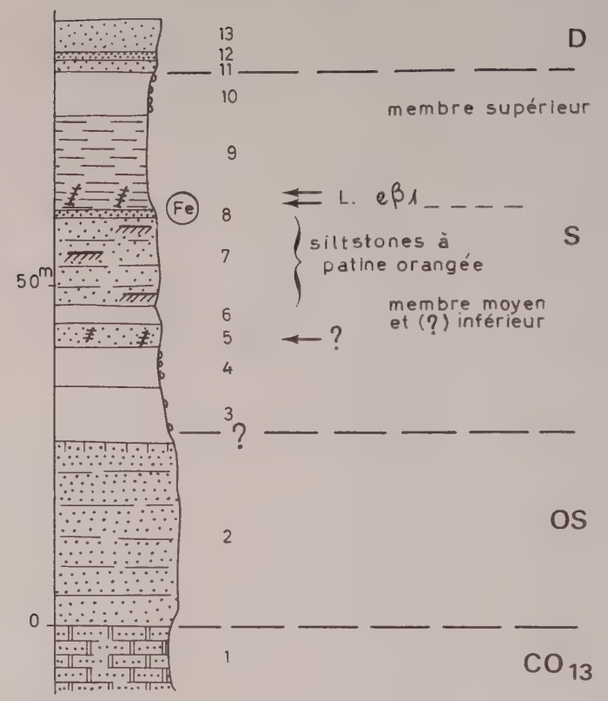
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
4	2,0	D ?		grès-quartzite fin à moyen, légèrement ferrugineux avec, à la base, 0,5 m de siltstone ferrugineux micacé, à cassure ocre et à patine brune ; équivalent du niveau 6 de la coupe 74 A.	
3	23,0	S	m.moy. et sup.(?)	shale silteux à finement gréseux, grisâtre ou bleuté, assez dur, peu fissile.	

CROQUIS DE POSITION



Photographie aérienne NE 28 XXIV n° 128↑

0 2.000 m



COUPE 58 DE OS ET S A EL AHGUID

Figure 178

2	4,5 env.	S	m.moy.	shale grisâtre, bleuté, fissile et tendre. à + 1,5 m, *Monog. (Mediog.)* peut-être *kodymi* (B.), *Pristiog.* se rapprochant de *P. praedubius* (B.), *Cyrtog. (Barrand.) pulchellus* (Tullb.), *Ret. (Ret.) geinitzianus* peut-être *geinitzianus* (Barr.), *Monoclimacis* sp. indéterminable et de petits Brachiopodes articulés et inarticulés, des Ostracodes et des écailles de Gigantostracés (?). Age : Wenlock inférieur indiqué par les *Mediograptus*.	TA 3079
1	1,0	S	m.moy.	éboulis ; non vu.	
	34,5 env.	S			

- Coupe 75 B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
6	4,0	D		grès-quartzite fin à moyen, légèrement ferrugineux, en énormes blocs ; peut-être pas tout à fait en place.	
5	21,5	S	m.moy. et sup. ?	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
4	4,5	S	m.moy. et sup. ?	grès-quartzite à grès fin, légèrement micacé, à cassure rougeâtre, mauve, blanchâtre, en minces lits centimétriques à allure rubanée ; probablement en partie l'équivalent des niveaux 4 de la coupe 74 A et 3 de la coupe 74 C.	
3	2,0	S	m.moy. et sup. ?	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
2	2,0 env.	S	m.moy. et sup. ?	recouvrement sableux et alluvions ; non vu.	
	30,0 env.	S			
1	4,0 et plus	OS	m.inf.	grès-quartzite fin à moyen, dur, à stratifications obliques et à Scolithes.	

- Coupe 75 C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
4	1,0 et plus	D ?		grès-quartzite fin à moyen, légèrement ferrugineux.	

3	10,0	S	m.moy. et sup. ?	éboulis de grès-quartzite ; non vu.	
2	13,0	S	m.moy.	shale silteux ou finement gréseux, grisâtre à verdâtre, à fines intercalations plus dures de siltstone ou de grès très fin argileux ; ensemble rubané, assez dur et peu fissile. à + 1 m environ, *Monog. (Mediog.)* peut-être *kodymi* (B.), *Pristiograptus* et *Monoclimacis* spécifiquement indéterminables. Age : Wenlock inférieur ; identique à TA 3079 de la coupe 75 A.	TA 3080
1	1,0 et plus	S	m.moy.	éboulis de grès-quartzite et recouvrement sableux ; non vu.	
	24,0	S			

Dans ces 3 coupes, les grès-quartzites du Dévonien sont souvent basculés sur le Silurien dont l'épaisseur totale mesurée est de ce fait approximative.

Le Silurien de Gleïbat Grarat Charania et de l'Oued Tirart présente des affinités avec le Silurien de la zone des synclinaux sud-est et avec celui de la zone Idguigine - Toudouchine - Sbaya.

La falaise inférieure correspond au membre inférieur de l'Adrar ; il s'amincit et disparaît peut-être entièrement vers le NW (fig. 180). La falaise supérieure comprend à la base des shales fissiles à Graptolites du Wenlock inférieur et au sommet des shales silteux et gréseux azoïques. L'ensemble peut être un équivalent, soit du seul membre moyen, soit du membre moyen et du membre supérieur, ce dernier n'étant pas paléontologiquement caractérisé. On se retrouve devant le même problème que celui évoqué au cours de l'étude des coupes de la zone des synclinaux sud-est.

D - GRANDS TRAITS DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DES SHALES A GRAPTOLITES DE L'OUED CHIG (S) EN ADRAR DE MAURITANIE (fig. 181 et 182)

Nous distinguerons l'évolution selon une direction ENE-WSW, en gros parallèle à la bordure d'érosion du bassin silurien et donc perpendiculaire aux grandes structures de la zone plissée, et l'évolution selon une direction SSE-NNW, c'est-à-dire parallèlement à l'allongement de ces mêmes structures.

A l'extrémité nord-est de la zone tabulaire, les shales à Graptolites de l'Oued Chig comprennent 3 membres lithostratigraphiques très nets qui correspondent à trois unités morphologiques. Vers l'WSW, à l'approche et au sein de la zone plissée, ces 3 membres lithostratigraphiques deviennent moins évidents et leur identification est parfois très délicate.

a) Selon la direction ENE-WSW, nous disposons de 13 coupes (fig. 181) qui nous permettent de suivre dans le détail l'évolution de la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig. Nous analyserons rapidement l'évolution des 3 membres lithostratigraphiques en partant de la zone des oueds Chig et Am Jinger où ils sont bien nets.

LE SILURIEN DE L'ADRAR MAURITANIEN (FORMATION DE L'OUED CHIG)
ESSAI DE SYNTHÈSE

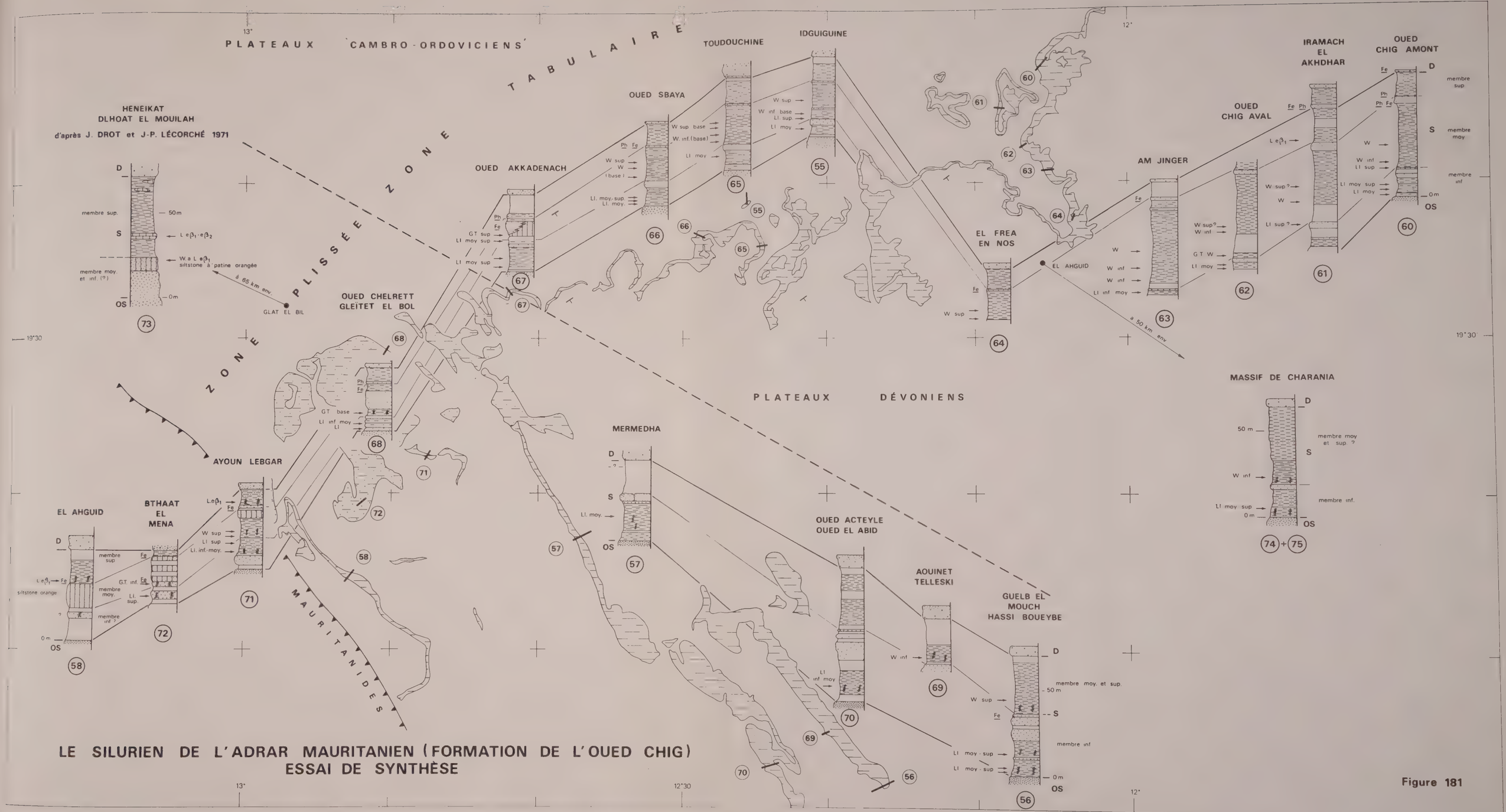


Figure 181

- *le membre inférieur* est constitué d'un talus de shales et d'un entablement gréseux. Vers l'WSW le talus argileux se charge en passées gréseuses tandis que le couronnement de grès-quartzite disparaît : on passe à une alternance de niveaux de shales et de grès-quartzites. Parallèlement à cet enrichissement en niveaux gréseux, le membre inférieur à tendance à s'amincir légèrement vers l'WSW (fig. 182). Il correspond en gros au Llandovery.

- *le membre moyen* est lui aussi constitué d'un talus de shales et d'un couronnement gréseux. Il varie beaucoup, au point que son identification dans certaines coupes est hypothétique. Vers l'WSW, on enregistre une très nette diminution d'épaisseur qui s'accompagne, tout comme pour le membre inférieur, d'un accroissement du nombre des passées gréseuses et silteuses (fig. 182). Le talus, uniquement argileux dans la zone des Oueds Chig et Am Jinger, se charge en intercalations de grès-quartzite, de siltstone, d'hématite oolithique (coupe 65 d'Akkadenach) et de siltstone à patine orangée. Ce dernier niveau, qui constitue un horizon repère dans toute la zone occidentale, représente, dans la coupe 58 d'El Ahguid, la totalité du membre moyen. Le couronnement gréseux, coiffé par un mince niveau ferrugineux et (ou) phosphaté bien représenté à l'ENE, disparaît vers l'WSW où ne subsiste plus que la coiffe phosphato-ferrugineuse épaisse de quelques centimètres. Le membre moyen, épais de quarante cinq mètres dans la zone des Oueds Chig et Am Jinger, est réduit à une quinzaine de mètres à l'extrémité occidentale (fig. 182).

Le talus du membre moyen renferme à sa base des Graptolites du Wenlock avec localement quelques espèces marquant le passage du Gala-Tarannon au Wenlock. Le sommet de ce talus et le couronnement gréseux sont azoïques et d'âges inconnus ; ils se situent dans l'intervalle Wenlock supérieur-Ludlow $e\beta_1$.

- *le membre supérieur* est très net dans la zone tabulaire où il constitue un talus argileux coiffant l'entablement gréseux du sommet du membre moyen. Vers l'WSW, la persistance du niveau phosphato-ferrugineux permet de le séparer du membre moyen. Il est constitué de shales silteux, de siltstones argileux en plaquettes et s'amincit légèrement vers l'WSW jusqu'aux coupes 71 et 72 d'Aïoun Lebgar et Bthaat el Mena (5 à 10 m), puis s'épaissit nettement dans la coupe 58 d'El Ahguid (20 m). Cet épaississement, à l'approche de la chaîne des Mauritanides, est confirmé par la coupe 73 de Heneïkat-Dhloat el Mouilah où l'équivalent probable du membre supérieur approche une cinquantaine de mètres d'épaisseur (fig. 181).

Le membre supérieur renferme à sa base de rares Graptolites du Ludlow $e\beta_1$. L'âge de sa partie supérieure est inconnu ; il se situe dans l'intervalle Ludlow - Lockkovien - Gédinnien.

Nous voyons qu'à l'approche de la chaîne des Mauritanides, les membres inférieur et surtout moyen s'amincissent et se chargent en passées gréseuses. Par contre l'évolution du membre supérieur est plus complexe : il s'amincit à l'approche de la zone plissée, puis s'épaissit à l'extrémité ouest-sud-ouest à l'approche des Mauritanides.

b) Selon la direction SSE-NNW, qui est celle des structures de la zone plissée, nous disposons (fig. 181) de 6 coupes (56, 69, 70, 57, 71 et 68) pour suivre l'évolution du Silurien. Comme précédemment nous envisagerons successivement l'évolution des 3 membres lithostratigraphiques en partant de l'extrémité sud-sud-est.

- *le membre inférieur* est, là encore, formé d'un talus de shales avec de rares passées gréseuses et d'un entablement de grès-quartzite. L'ensemble, très épais (35 m) à l'extrémité SSE, s'amincit vers le NNW (environ 20 m à Aïoun Lebgar). Cet amincissement touche essentiellement le couronnement gréseux qui, épais (10-15 m) dans la zone du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe

où Th. Monod (1952) l'avait assimilé aux grès de Tamga (O_4 ou OS), disparaît au NNW de la coupe 57 de Mermedha.

C'est en Adrar, dans la zone des synclinaux sud-est, que le membre inférieur atteint son épaisseur maximale (35 m environ).

- *les membres moyen et supérieur* n'ont pu être clairement identifiés. La falaise supérieure peut représenter soit le membre moyen seul, soit l'ensemble membres moyen *et* supérieur. De toutes façons, quelque soit l'hypothèse adoptée, on assiste vers le NNW à un amincissement de la falaise supérieure.

Dans ses grandes lignes, l'évolution enregistrée parallèlement à l'allongement des structures du SSE au NNW est voisine de celle constatée sur la bordure nord du bassin silurien depuis l'ENE (zone tabulaire) jusqu'à l'WSW (zone plissée) : amincissement et apparition de niveaux gréseux qui, toutefois, ne deviennent jamais abondants.

c) Les deux coupes marginales permettent de préciser certains points de l'évolution de la formation (fig. 181). Nous venons de voir que la coupe 73 d'Heneïkat-Dhloat el Mouilah, décrite par J. Drot et J.-P. Lécorché (1971), paraît confirmer l'épaississement du membre supérieur à l'approche des Mauritanides. Les coupes 74 et 75 du massif de Charania montre la poursuite vers l'Est du membre inférieur qui s'amincit, voire disparaît, du membre moyen et peut-être du membre supérieur.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

A - DESCRIPTION DES PRINCIPAUX FACIES

Dans S, les roches les mieux représentées sont les shales, dont le faciès est voisin de celui de certaines intercalations argileuses de I_5 et I_6 dans la série 1.

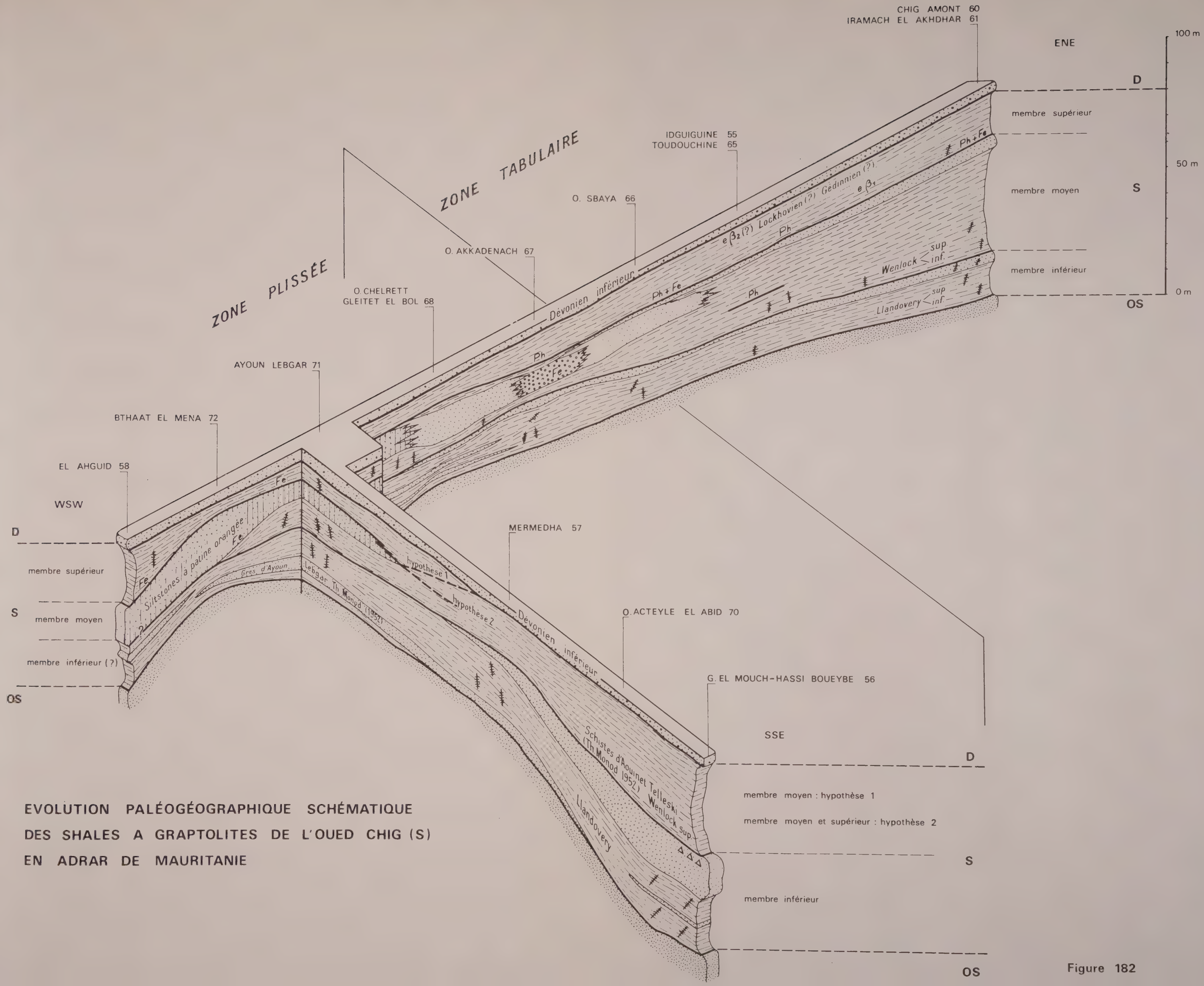
Outre ces shales, nous aurons à étudier pour la première fois des roches ferrugineuses (ocre, hématitite oolithique ou non) et des roches phosphatées. Dans S le fer devient un élément important de la sédimentation alors que dans les séries 1 et 2 son rôle est négligeable.

Nous décrirons les principaux faciès des shales à Graptolites de S en débutant par les plus fins.

1) Les shales plus ou moins silteux ou finement gréseux, parfois ferrugineux

Description macroscopique

S est, selon les régions, constitué de 2 ou 3 falaises dont le talus tendre est surtout formé de shales. Ceux-ci sont assez souvent masqués par un manteau d'éboulis de grès-quartzite provenant des intercalations siluriennes ou du Dévonien inférieur. Ces shales, qui affleurent localement dans l'entaille de petits oueds obséquents ou à la faveur d'arrachements, sont blanchâtres, gris, bleutés, plus rarement de couleur moutarde avec de minces lits ferrugineux altérés rougeâtres, ou lie de vin. Ceux du membre moyen sont fissiles et se débitent en fines plaquettes, en esquilles ou en confettis ; ceux du membre supérieur et surtout du membre inférieur sont plus silteux ou plus finement gréseux, massifs, savonneux au toucher.



EVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE SCHÉMATIQUE
DES SHALES A GRAPTOLITES DE L'OUED CHIG (S)
EN ADRAR DE MAURITANIE

Figure 182

Tous ces shales renferment, en plus ou moins grande abondance, des quartz de la taille des silts ou des sables très fins ; ils sont assez souvent micacés et peuvent contenir quelques fins cristaux de gypse. Les intercalations de siltstones, de grès et grès-quartzites fins à très fins, de roches ferrugineuses ou phosphatées, sont fréquentes.

Ces talus de shales ont un aspect bien stratifié, rubané, très caractéristique (pl. photo. XXIV A).

Description microscopique (éch. TA 810, 900 et 1091)

- le *quartz* est de la taille des silts et des sables très fins. L'échantillon TA 900 renferme quelques grains arrondis dépassant 500 µ et probablement d'origine éolienne. Les petits quartz, en général subanguleux, ont tendance à se concentrer dans certains lits privilégiés, contribuant ainsi à souligner la stratification.
- *les feldspaths* sont très rares, très altérés et difficiles à identifier au sein de la trame phylliteuse.
- *la muscovite*, en fines lamelles, est généralement disposée à plat dans la stratification ; *la biotite* est rare, parfois absente.
- le fond de la roche est constitué par une trame argileuse d'*illite*, souvent en voie de kaolinisation, de *kaolinite* et de fines granulations d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer*.
- du *zircon* et de la *tourmaline* verte sont présents dans tous les échantillons étudiés.

Dans l'échantillon TA 1091, ferrugineux, on constate que les lits les plus pauvres en quartz sont les plus riches en fer. Celui-ci apparaît donc comme intimement associé au ciment argileux.

2) Les grès-quartzites, grès et siltstones

Description macroscopique

En plus des intercalations au sein des shales, ces roches constituent généralement deux barres qui couronnent les membres inférieur et moyen.

La barre du membre inférieur, dans la zone tabulaire, est constituée de grès-quartzites fins à très fins qui passent à des siltstones et des grès fins à très fins à ciment argilo-ferrugineux avec de rares passées de grès moyens ou hétérogranulaires. Ces niveaux gréseux sont riches en ripple-marks, parfois croisés, en figures de courant (*brush-marks*) et en empreintes de galets mous. Ils sont assez souvent mal stratifiés, avec de fréquents biseautages de couches. Localement ces grès portent de fins Scolithes et des empreintes de Graptolites. Dans la portion sud-est de la zone plissée (zones des synclinaux sud-est), cette barre, épaisse d'une dizaine de mètres, est constituée de grès-quartzites fins à moyens, parfois hétérogranulaires et ferrugineux, durs, massifs, à débit monumental et ruiniforme, qui rappellent les faciès de grès-quartzite de OS (fig. 181 et 182). Dans la coupe 57 de Mermedha, une faunule de Brachiopodes et de Crinoïdes a été récoltée à la partie inférieure de cette barre.

Dans la zone tabulaire, la barre qui couronne le membre moyen n'est bien visible que dans la zone des Oueds Chig et Am Jinger (fig. 181 et 182). Epaisse d'environ 4 m, elle est constituée de grès-quartzites très fins et de siltstones et grès très fins à ciment argilo-ferrugineux, souvent micacés, à patine ocre, à débit rognoneux, avec à la base et au sommet des passées ferrugineuses oolithiques ou phosphatées (coupe 60 B de Chig amont). Vers l'WSW cette barre paraît passer à un niveau phosphaté et ferrugineux puis, dans la région Aïoun Lebgar - El Ahguid (zone plissée), à des siltstones et grès-quartzites très fins à patine orangée qui montrent des *brush-marks*, de

nombreuses stratifications obliques et se débitent en plaquettes ou en petits parallélépipèdes.

En plus de ces deux barres, les intercalations gréseuses sont importantes dans le talus du membre inférieur des coupes 67, 68, 71, 72 et 58 (fig. 181). L'une des plus importantes est celle décrite par Th. Monod (1952) sous le nom de grès d'Aïoun Lebgar G_1.

Description microscopique

Nous décrirons ces faciès gréseux en allant du plus fin au plus grossier. Dans chacune des classes granulométriques se mêlent grès-quartzite et grès généralement à ciment ferrugineux ou argilo-ferrugineux. Le passage d'un grès à un grès-quartzite s'observe souvent à l'échelle de la lame mince.

a) Les siltstones et grès-quartzites très fins passant à des grès très fins à ciment argilo-ferrugineux (éch. TA 668, 676, 807, 808, 811, 814, 901, 903, 947, 1896, 1897, 3134 et 828*et 829*).

- texture détritique jointive ou non jointive passant, à l'échelle de la lame mince, à une texture granulaire en mosaïque.
- la taille moyenne du *quartz* varie entre 39 et 70 µ. Ces roches se situent en général à la limite siltstone - grès très fin ; cependant l'échantillon TA 901, plus fin, se rapproche d'une pélite. Les quartz sont assez souvent sales, avec des "griffures" brunâtres (éch. TA 676, 807, 808 et 3134) identiques à celles décrites dans OS. Le nourrissage n'est jamais important. Quelques quartz aciculaires, dont la forme évoque les quartz des tufs volcaniques, sont présents dans l'échantillon TA 668.
- les *feldspaths* sont peu abondants, parfois absents. Ils sont toujours altérés en un mélange d'*illite* et de *kaolinite*.
- les *micas* se concentrent dans certains lits où ils sont généralement disposés à plat dans la stratification. La *muscovite*, en grandes lamelles, est plus abondante que la *biotite*, plus ou moins décolorée, qui peut être totalement absente.
- le *zircon*, la *tourmaline* verte, et, dans certains échantillons, la *monazite*, sont communs. Les deux premiers minéraux sont abondants dans les échantillons TA 676, 814, 1896, 1897 et 3134, récoltés dans la barre qui coiffe le membre moyen.
- les *oxydes* et *hydroxydes de fer* forment de petites granulations, rares dans les grès-quartzites, plus abondantes dans les grès et siltstones.
- le ciment, jamais très abondant, parfois absent, est constitué par des phyllites, *illite* plus ou moins kaolinisée, *kaolinite* et *chlorite*, associées à des *oxydes et hydroxydes de fer*.

Ces siltstones, grès et grès-quartzites très fins, sont des sédiments bien classés et généralement assez évolués.

b) Les grès-quartzites fins à très fins passant à des grès à ciment généralement ferrugineux (éch. TA 669, 747, 809, 898 A, 1093, 1895 et 1942)

- texture détritique à grains jointifs ou non jointifs passant à une texture granulaire en mosaïque.
- la taille des *quartz* varie de 70 à 250 µ ; elle est en moyenne de 150 µ. Les grains sont subarrondis à subanguleux ; l'échantillon TA 1093 renferme quelques quartz arrondis atteignant 900 µ. Des quartz sales et "griffés" sont présents dans TA 669, 747, 1093 et 1942. Dans l'échantillon TA 1093, qui renferme quelques grains de quartzite à texture engrenée, le contour des quartz détritiques est souligné par un liséré d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer*.
- les *feldspaths* sont peu abondants, représentant moins de 5 % du volume de la roche ; ils peuvent être absents. Ils sont toujours très altérés et transformés en un mélange d'*illite* et de *kaolinite* avec, assez souvent, un cerne brun, ferrugineux.
- les *micas* sont moins abondants que dans les faciès plus fins décrits précédemment. Ce sont des lamelles de *muscovite* et de très rares *biotites* plus ou moins transformées en *chlorobiotite*.

---

*Echantillons ne figurant pas dans les coupes décrites et qui ont été récoltés à proximité de la coupe 15 d'Akkadenach.

- le *zircon* et la *tourmaline* verte sont présents dans tous les échantillons et abondants dans TA 898 A. Quelques échantillons renferment un peu de *monazite*.
- les granulations constituées d'un mélange de *limonite* et d'*hématite* sont surtout abondantes dans les grès ; elles dérivent, au moin en partie, de l'altération de grains de *magnétite*.
- le ciment des grès est constitué par un mélange d'*illite* abondante et de *kaolinite*, de *chlorite* et d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer*.
- l'échantillon TA 809 renferme des débris de tests de Brachiopodes, Lamellibranches et Crinoïdes. Le test des Crinoïdes est constitué par un minéral gris bleuté, à fort relief et très forte biréfringence qui est, probablement, de la *giobertite* ; la cavité centrale est comblée par des *chlorites* néoformées de couleur vert brun. On notera l'association de la giobertite et des chlorites, minéraux tous riches en magnésium.

c) Les grès-quartzites moyens passant à des grès moyens à ciment généralement ferrugineux (éch. TA 728, 897, 950, 951, 1096 et 3069)

- texture à grains détritiques jointifs ou non jointifs passant à une texture granulaire en mosaïque.
- les *quartz*, de 250 à 300 µ de diamètre moyen, sont généralement subarrondis et souvent corrodés par le ciment ferrugineux. Quelques grains atteignant 900 µ sont arrondis et probablement d'origine éolienne. Le nourrissage est important dans TA 3069 où l'on note une nette tendance à l'automorphie des quartz. Les grains sales et "griffés" sont présents dans tous les échantillons et particulièrement abondants dans TA 897. De rares quartz cariés ont été identifiés dans TA 1096 qui est un grès à ciment ferrugineux. Certains échantillons renferment des grains de quartzite à texture engrenée.
- les *feldspaths*, très altérés, sont plus rares que dans les faciès fins décrits ci-dessus. Il en est de même pour les *micas*, pratiquement absents (une paillette de *muscovite* dans TA 951).
- les minéraux lourds, *zircon*, *tourmaline* verte, et probablement *monazite*, sont peu abondants et même totalement absents des lames minces TA 728, 950 et 1951.
- le ciment est essentiellement formé par des *oxydes* et *hydroxydes de fer* associés à une trame phylliteuse moins abondante que dans les faciès fins.

Dans l'échantillon TA 897, de la *magnétite* et des carbonates, probablement de la *calcite*, sont associés aux phyllites dans le ciment.

d) Les grès-quartzites hétérogranulaires passant à des grès hétérogranulaires à ciment ferrugineux (éch. TA 1092, 1094 et 1095)

- texture à grains jointifs ou non jointifs passant à une texture granulaire en mosaïque.
- la taille des *quartz* varie de 30 µ à plus de 1 mm ; elle est en moyenne de 200 µ. Les plus gros quartz sont arrondis et, probablement, d'origine éolienne. Les grains sales et "griffés" sont particulièrement caractéristiques et très abondants. L'échantillon TA 1095 renferme de très nombreux et très beaux quartz cariés. Des grains de quartzite à texture engrenée sont présents dans les 3 lames minces.
- les *feldspaths* et les *micas* sont absents.
- les minéraux lourds sont identiques à ceux des faciès précédents ; ce sont du *zircon*, de la tourmaline *verte* et de la *monazite* (?).
- le ciment est formé d'*hématite*, de *limonite* et d'amas de *kaolinite* qui proviennent probablement de l'altération des feldspaths.

L'échantillon TA 1094 renferme quelques fantômes d'oolithes, probablement phosphatées, en partie silicifiées.

3) Les roches ferrugineuses plus ou moins riches en minéraux détritiques et renfermant assez souvent des oolithes de chamosite

Description macroscopique

Dans leur quasi-totalité les échantillons de roches ferrugineuses proviennent du couronnement du membre moyen. On y distingue quatre faciès principaux :

- des *ocres* tendres, légères, parfois feuilletées, finement poreuses, jaunes ou rougeâtres,

tachant les doigts, assez souvent légèrement phosphatées. Ce sont les échantillons TA 710, 731, 781, 782, 878, 903 et 1898.

Ces roches sont formées de quartz très fins et d'hydroxydes de fer (goethite). Les argiles sont apparemment peu abondantes ; dans TA 903, à cheval sur les ocres et les siltstones ferrugineux, la phase argileuse est formée de 50 % d'illite et de 50 % de kaolinite.

- des *roches ferrugineuses* rouges, plus dures, plus denses, silteuses, souvent constituées d'enveloppes ferrugineuses concentriques emboîtées, les plus riches en fer se situant à l'extérieur. Ces roches sont souvent conglomératiques, phosphatées, avec des oolithes de chamosite. Comme exemple, on peut citer le niveau 3 de la coupe 60 B de Chig amont et les échantillons TA 675, 1946 et 3133.

- des *hématitites oolithiques*, dures, très denses, à cassure rougeâtre, à patine noire, qui forment des niveaux lenticulaires. Ceci est particulièrement net à 3 km environ à l'Ouest de la coupe 67 d'Akkadenach, où l'on peut observer sur une vingtaine de mètres le passage entre un siltstone à ciment ferrugineux peu abondant renfermant 3,6 % de fer (équivalent probable du niveau 8 de la coupe 67 B) et une hématitite oolithique titrant 45,4 % de fer. Les siltstones (TA 825) portent de nombreuses empreintes de charge cordées et digitées (*torose load casts, in* F.J. Pettijohn et P.E. Potter, 1964, pl. 54 B), ainsi que de nombreuses figures de courant, notamment des *brush-marks*. Ces siltstones passent progressivement à des siltstones légèrement ferrugineux rougeâtres (TA 829), à des siltstones ferrugineux plus denses constitués d'auréoles ferrugineuses emboîtées, puis à des hématitites oolithiques à débit rognoneux (TA 827) et enfin à une hématitite massive à débit en plaques (TA 826).

- des *roches ferrugineuses à structure pseudo-stromatolitique* (échantillon TA 3086 a et b de la coupe 72 de Bthaat el Mena). Cette hématitite gréseuse possède une lamination fruste à concavité tournée vers le bas. Les laminations ont de 1 à 4 cm de diamètre et de 1 à 3 mm d'épaisseur. Les "piliers", épais de 0,5 à 1 cm, ont un tracé assez sinueux. Cette structure évoque la structure stromatolitique de type LLH-C décrite par B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964).

Description microscopique

L'étude au microscope conduit à distinguer les roches ferrugineuses silteuses, les roches ferrugineuses conglomératiques et enfin les hématitites.

a) Les roches ferrugineuses silteuses ou finement gréseuses (éch. TA 681, 813, 826* , 827* , 3070 et 3086 a et b)

- texture détritique à grains non jointifs avec parfois une texture pseudo-oolithique ou oolithique.
- le *quartz* est généralement de la taille des silts et inégalement réparti dans la lame mince. Dans TA 3086 a et b, il est de la taille des sables fins, est fracturé et cassé, et parfois carié.
- les *micas* sont rares ; ce sont, dans TA 681, 826 et 3070, quelques paillettes de *muscovite* et de *biotite* plus ou moins décolorée.
- TA 681 renferme quelques grains de *tourmaline* et TA 813 une granulation de *phosphate*.
- le fond de la roche est constitué d'*oxydes de fer* cimentant les détritiques ou bien formant des granulations de 300 à 500 µ dont le coeur, ou certains anneaux privilégiés, sont constitués de paillettes de chamosite. Ces granulations prennent alors une structure pseudo-oolithique.

---

*Echantillons récoltés à proximité de la coupe 67 de l'Oued Akkadenach.

- dans l'échantillon TA 3086, à pseudo-structure stromatolitique, la lamination est marquée par des traînées rouge vif d'hématite, effilochées aux extrémités, longues de plusieurs millimètres et épaisses de 60 à 750 µ. Ces traînées sont grises en lumière polarisée et ont une structure zonée qui rappelle celle des guirlandes de calcédoine dans les géodes. Le fond de roche est constitué d'un mélange d'hématite et de limonite. Les quartz détritiques sont finement fracturés et ces fractures, remplies d'hématite et de limonite, sont, en général, parallèles à la lamination. Cette observation tend à relier la fracturation des quartz et la formation de la lamination qui n'aurait donc pas une origine biologique.

b) Les roches ferrugineuses conglomératiques (éch. TA 675 et 3133)

Les galets sont formés de *phosphate de fer* et probablement de *phosphate de chaux* pélitiques, de siltstone à ciment phosphaté (TA 3133), de siltstone à ciment argilo-ferrugineux et de *calcédoine* (TA 675).

Les oolithes de *chamosite*, assez rares, sont fréquemment silicifiées.

c) Les hématitites (éch. TA 710 et 902)

La texture est cryptocristalline dans TA 710, qui forme transition entre hématitite et ocre, et pseudo-oolithique dans TA 902.

L'hématite associée à de la *limonite* et probablement à des argiles, forme un fond cryptocristallin homogène (TA 710) ou bien constitue des granulations de 400 à 500 µ de diamètre moyen.

Les détritiques sont absents ou réduits à quelques paillettes de *séricite* et quelques *quartz* qui, concentrés dans certains lits, soulignent la stratification.

4) Les roches phosphatées, généralement silteuses, assez souvent conglomératiques (éch. TA 677, 752, 1949 et 3135 a, b et c)

Description macroscopique

Ces roches phosphatées, dans leur majorité, appartiennent au couronnement du membre moyen. Elles se présentent en niveaux épais de 5 à 30 cm, généralement ocre, jaunes ou blanc porcelané avec, dans la coupe 60 de Chig amont, des traînées vertes. Elles sont vacuolaires, souvent ferrugineuses, conglomératiques, tendres et tachent les doigts. Sur le terrain elles avaient été baptisées phosphates d'alumine, du fait de leur grande ressemblance avec certains échantillons des phosphates d'alumine exploités au Sénégal, à proximité de Thiès. Nous verrons un peu plus loin que les études aux R.X et les analyses chimiques (tableau d'analyses aux R.X 1 et tabl. XXXVI) ont montré qu'il s'agit essentiellement de phosphates de fer.

Par leur caractère tendre, friable, ces niveaux phosphatés évoquent des faciès de dépôts récents et contrastent avec les shales siluriens compacts qui ont subi une forte diagenèse.

Description microscopique

- texture détritique à grains non jointifs.
- les *quartz* sont généralement de la taille des silts ; cependant dans TA 1949 les plus gros dépassent 1 mm, sont arrondis et parfois "griffés" et cariés (pl. photo. XXV A et B). Ils ne sont jamais très abondants et souvent inégalement répartis dans la lame.
- les phosphates, en majorité des *phosphates de fer* (tableau d'analyses chimiques 5 et tabl. XXXVI), se présentent sous des faciès variables :
  . oolithes de 200 µ, généralement brun très clair, à structure concentrique très fine.
  . galets plus ou moins silteux, souvent ferrugineux, brun plus ou moins sombre.
  . ciment brun entre les quartz et les galets ; le faciès est alors identique au précédent.

. passées à structure schisteuse, dont l'aspect évoque un séricito-schiste et dont la trame fine est constituée d'*argiles* et, peut-être, de *calcédoine* (TA 3135 a).

. plus ou moins intimement associé aux guirlandes de calcédoine qui tapissent les géodes et cassures (pl. photo. XXVI).

. lits à structure palissadique évoquant l'aspect de certains tissus végétaux. Le phosphate y est brun assez foncé, mais peut passer, dans un même lit, à des faciès plus clairs. Il s'agit sans doute d'une recristallisation secondaire (pl. photo. XXVI).

- les micas, essentiellement de la *muscovite*, sont rares.
- *les minéraux argileux* sont rares ; ils s'associent en faible quantité aux phosphates.
- l'échantillon TA 3135 renferme quelques grains de *tourmaline verte* et de *zircon*.
- les *oxydes et hydroxydes de fer* colorent les phosphates ou bien constituent des plages cryptocristallines, probablement formées lors de la diagenèse.
- les galets, généralement millimétriques, sont formés de phosphate silteux, de siltstone phosphaté ou, plus rarement, de siltstone à ciment ferrugineux ou argilo-ferrugineux.

5) Les grès et grès-quartzites du Dévonien inférieur (éch. TA 682, 691, 692, 754, 755, 756, 815, 816, 905 et 906)

Nous évoquerons très rapidement les principales caractéristiques des grès et grès-quartzites du Dévonien inférieur, du fait que ce mémoire ne comporte pas d'étude du Dévonien.

La base du Dévonien inférieur comprend deux faciès principaux qui sont des grès ou grès-quartzites fins et des grès ou grès-quartzites hétérogranulaires assez souvent conglomératiques. Le faciès le plus grossier marque souvent la base du Dévonien.

Les grès et grès-quartzites hétérogranulaires, souvent conglomératiques, sont généralement ferrugineux, avec des quartz millimétriques arrondis et probablement d'origine éolienne, des galets pouvant dépasser 1 cm de grès-quartzite, de siltstone, de roche phosphatée, et des galettes aplaties, tendres, souvent évidées, d'argiles et d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Ils renferment assez souvent des oolithes de chamosite et de phosphate ; leur cassure est mauve ou brune, leur patine noire ou chocolat ; les plans de stratification portent parfois des empreintes de pistes de Vers.

Les grès et grès-quartzites fins ont une cassure mauve et une patine sombre souvent due à un enduit ferrugineux. Ils se débitent en parallélépipèdes plus ou moins volumineux et montrent des Scolithes au tracé souvent sinueux et des stratifications obliques.

Dans plusieurs coupes le Dévonien inférieur est fossilifère : Brachiopodes, Lamellibranches, Crinoïdes, dents de Poissons, fossiles qui, localement, atteignent de grandes tailles.

Au microscope ces grès apparaissent comme des sédiments évolués, mais assez mal classés. Le *quartz* se présente sous diverses formes : grains sales "griffés" identiques à ceux décrits dans OS et dans le groupe des Plateaux d'Oujeft ; grains subanguleux à subarrondis, entourés d'un liséré d'*oxydes* et d'*hydroxydes de fer* qui confère à la roche sa couleur mauve ; grains cariés, jamais abondants, mais présents dans plusieurs lames.

Les *feldspaths* altérés et les *micas* sont rares. Dans les grès ferrugineux, le ciment est constitué d'un mélange d'*hématite et de limonite*. Les oolithes de *chamosite* ou de *phosphate* ne sont pas rares.

B - *CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX*

1) Caractères de la phase détritique

a) Nature des clastiques

Dans les shales, les *quartz*, peu abondants, sont généralement de la taille des silts ; les grains plus gros, pouvant atteindre 500µ, sont rares. Dans les intercalations gréseuses, le diamètre moyen des grains varie entre 70 et 250µ. Les grains de 500µ à 1 mm sont rares.

Certains quartz ont un aspect sale avec des "griffures" brunâtres en coup de balai. Ces griffures sont formées par des alignements de fines inclusions, le plus souvent ferrugineuses, qui représentent l'intersection de plans subparallèles riches en impuretés avec le plan de taille de la lame mince. Ces quartz sont identiques à ceux déjà décrits dans la formation d'Abteilli (OS) et dans le groupe des Plateaux d'Oujeft CO_{13} (p. 38I et p. 433).

Les quartz cariés sont plus rares ; certains sont extrêmement corrodés et microdivisés en de nombreux débris de la taille des silts et des poudres.

La plupart des échantillons étudiés renferment également de petits grains de quartzite à texture engrenée.

Dans les roches ferrugineuses et phosphatées, le quartz est de la taille des silts ; il est souvent concentré dans certains lits privilégiés. Les quartz "griffés", et plus rarement les quartz cariés, sont assez fréquents dans les faciès ferrugineux.

Les *microgalets* abondants, millimétriques, sont formés de phosphate plus ou moins silteux ou de siltstone à ciment phosphaté ou argilo-ferrugineux.

Les *feldspaths* sont rares, représentant toujours moins de 5 % du volume de la roche ; ils sont toujours très altérés. Les faciès les plus grossiers sont dépourvus de feldspaths.

Les *micas*, disposés à plat dans la stratification, sont également rares. Ce sont de la *muscovite* et plus rarement de la *biotite* souvent en voie de décoloration. Dans les grès le pourcentage des micas croît lorsque la granulométrie décroît.

Les minéraux lourds, *tourmaline* verte, *zircon* et probablement *monazite*, ne sont abondants que dans les faciès gréseux et notamment dans la barre qui coiffe le membre moyen.

b) Morphoscopie

Les quartz de la taille des siltstones et des sables fins à très fins sont subanguleux, plus rarement subarrondis. Dans quelques échantillons leur contour est souligné par un fin liséré ferrugineux déjà observé dans CO_{10} (groupe des Plateaux d'Oujeft). Les grains qui dépassent 500µ sont arrondis et ont probablement subi un façonnement éolien.

Les quartz sales et "griffés" sont fréquents. Nous avons vu dans l'étude pétrographique du groupe des Plateaux d'Oujeft que l'origine et la signification de ces pseudo-stries restaient

2) Caractères de la phase argileuse

Vingt quatre échantillons de shales de S ont été étudiés aux R.X à l'Institut de Géologie de Strasbourg. Les résultats de ces analyses (tableau d'analyses aux R.X 1) permettent de se faire une meilleure idée de la minéralogie des argiles siluriennes que de celles des séries argileuses sous-jacentes où les études aux R.X étaient trop peu nombreuses pour être vraiment significatives.

Dans les shales, l'illite et la kaolinite, associées à des traces de montmorillonite et à un peu de chlorite le plus souvent cantonnée dans les intercalations gréseuses, sont les minéraux argileux dominants. Dans les roches ferrugineuses apparaît la chamosite.

Dans le membre inférieur et l'extrême base du membre moyen (Llandovery et Gala-Tarannon), l'illite domine (68 % en moyenne contre 32 % de kaolinite). Dans le membre moyen, à l'exception de son extrême base, illite et kaolinite sont en égale proportion. On manque de données sur le membre supérieur et on ne peut dire si l'accroissement du pourcentage de kaolinite se poursuit.

Ces résultats sont voisins de ceux obtenus sur la phase argileuse de la formation d'Abteilli (OS). *La totalité de la série 3 de l'Adrar est donc caractérisée par l'apparition de la kaolinite qui arrive à constituer jusqu'à la moitié de la phase argileuse.*

La chamosite est un minéral fréquent dans les roches ferrugineuses oolithiques. Le terme de chamosite est pris ici dans son sens large de chlorite des minerais de fer. La nomenclature des phyllites des minerais de fer est peu claire (G. Millot, 1964) ; elle englobe des phyllites ayant des écarts réticulaires de 7 Å et de 14 Å. Les premières appartiennent à la série kaolinite-serpentine ; ce sont la chamosite des auteurs anglo-saxons et la berthiérine des Français. Les secondes, chlorites vraies et chlorites gonflantes, ne sont bien représentées que dans les minerais du Primaire où les phénomènes de diagenèse sont importants. Dans la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig S, la chamosite est toujours subordonnée à l'hématite.

3) Caractères de la phase chimique

La phase chimique est peu importante mais originale. Pour la première fois le *fer* et, à un degré moindre le *phosphore* vont jouer un rôle dans la sédimentation, plus particulièrement dans la partie supérieure du membre moyen.

a) Les carbonates

Ils ont été identifiés à deux niveaux. La calcite forme une partie du ciment des grès conglomératiques d'Aïoun Lebgar (niveau 3 de la coupe 71 A), tandis que les articles de Crinoïdes de l'échantillon TA 809 (niveau 4 de la coupe 67 A d'Akkadenach) paraissent constitués de *giobertite*.

b) Le fer

Il est l'élément principal de la phase chimique et peut constituer, associé à quelques détritiques fins, des niveaux de plusieurs mètres d'épaisseur.

L'*hématite* paraît être le minéral dominant. Elle constitue la quasi-totalité des niveaux oolithiques ainsi que le ciment de certains grès. Dans les faciès oolithiques, une partie de

cette hématite a été transformée, au cours de la diagenèse, en *chamosite*.

La *limonite* accompagne souvent l'hématite, notamment dans les faciès gréseux où elle dérive, en partie, de l'altération de *magnétite* qui ne subsiste qu'à l'état de reliques au centre des amas ferruginaux.

Trois échantillons d'ocre rouge, tendre, légère, tachant les doigts, ont été étudiés par A. Chauvel, chercheur du centre O.R.S.T.O.M. de Dakar. Voici les résultats des trois analyses thermopondérales effectuées :

. Echantillons TA 710, coupe 64 d'El Frea en Nos (sommet du membre moyen)

Au cours du chauffage apparaissent deux pertes de poids. La première dans le domaine de l'eau hydroscopique correspond à 2,2 % du poids total de l'échantillon. La seconde paraît correspondre au domaine de la *goethite* qui constituerait environ 40 % du poids de la roche. (Dans les descriptions pétrographiques le terme de limonite a été utilisé comme synonyme de goethite impure).

. Echantillons TA 731, coupe 63 d'Am Jinger (sommet du membre moyen)

La première perte de poids (2,2 %) correspond à l'eau hygroscopique. La seconde est presque nulle ; les oxydes de fer peuvent être soit sous forme amorphe, soit sous forme non hydratée.

. Echantillon TA 1898, coupe 58 d'El Ahguid (sommet du membre moyen)

La première perte de poids dans le domaine de l'eau hygroscopique est très faible. La seconde, très marquée, paraît correspondre à la *goethite*, qui représenterait alors près de 50 % du poids de la roche.

Ces ocres paraissent donc en gros constituées par 50 % de fer sous forme de goethite et 50 % d'argiles et de détritiques fins. Les argiles de l'échantillon TA 903 (coupe 71 B d'Aïoun Lebgar) sont identiques à celles des shales encaissants (tableau d'analyses aux R.X 1).

c) Les phosphates

Par le faciès certains échantillons de phosphates siluriens se rapprochent des phosphates d'alumine d'âge éocène à oligocène de la région de Thiès au Sénégal.

L'analyse aux R.X des échantillons TA 677 (coupe 60 B de Chig amont) et TA 750 et 752 (coupe 55 B d'Idguiguine) montre que ces phosphates sont essentiellement des phosphates de fer (tableau d'analyses aux R.X 1 et tableau d'analyses chimiques 5) ce qui est confirmé par l'analyse chimique (tabl. XXXVI).

La composition moyenne de ces roches phosphatées, calculée à partir des 5 échantillons les plus riches en P_2O_5, met en évidence leur richesse en fer et silice et leur pauvreté en Al_2O_3 et CaO.

	P_2O_5	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	CaO	H_2O
Phosphates de fer siluriens de l'Adrar	19	22	6	39	1 à 2	2
Phosphates d'aluminium tertiaires de Thiès (Sénégal)	30	7	30	4	10	16

Tableau XXXVI : Comparaison des teneurs moyennes en P_2O_5, FeO_3, Al_2O_3, SiO_2, CaO et H_2O des phosphates de fer du Silurien de l'Adrar et des phosphates d'aluminium du Tertiaire de Thiès (Sénégal).

Dans l'échantillon TA 677 de la coupe 60 B de Chig amont, les argiles associées aux phosphates sont formées par 50 % d'*illite* et 50 % de *kaolinite*. Elles ont donc une composition identique à celle des shales encaissants (tableau d'analyses aux R.X 1).

Les phosphates du Silurien de l'Adrar sont donc formés essentiellement de phosphates de fer associés probablement, dans certains échantillons, à un peu de phosphate d'aluminium ou de calcium.

d) Les sulfates

Les shales siluriens renferment assez souvent de petits cristaux blanchâtres de gypse, qui sont particulièrement abondants dans les diaclases où ils sont d'origine secondaire.

Dans l'échantillon TA 781 de la coupe 66 B de Sbaya, l'analyse aux R.X a mis en évidence de la *jarosite*, sulfate de formule $KFe_3(SO_3)_2(OH)_6$ où Fe_2O_3 représente, selon G.I. Teodorovich (1961), 47,0 % de la roche. Ce minéral se rencontre fréquemment comme produit de décomposition de la pyrite ; par altération il donne des hydroxydes de fer.

4) Caractères de la phase organique

Les Graptolites sont à l'état d'empreintes dans les shales et plus rarement dans les intercalations de siltstones et de grès. Ils ne contribuent donc pas directement à la sédimentation. La matière organique qui constituait le squelette externe des Graptolites n'a pas été conservée.

III - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

Avec la sédimentation de la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig S, la faune prend brutalement un grand développement. Il s'agit essentiellement de Graptolites, assez abondants dans les niveaux de shales et beaucoup plus rares dans les intercalations gréseuses.

Dans les shales, ces Graptolites sont associés à des Cardioles, des Nautiloïdes orthocones aplatis, des écailles et micro-fragments de Gigantostracés et des Conodontes très souvent fragmentaires ; dans les intercalations gréseuses, ils voisinent avec des Brachiopodes et parfois des Crinoïdes.

La totalité de la faune de Graptolites a été étudiée par Mlle S. Willefert dont les déterminations ont abouti à une révision complète de la stratigraphie proposée par Th. Monod (1952). Les principales modifications sont les suivantes :

LISTE DES GRAPTOLITES
DU
LLANDOVERY
déterminations de S. WILLEFERT

	ZONE TABULAIRE																							ZONE PLISSÉE										CHARANIA
	Coupe 60						61	62			63	55		65	66			67				68		56			70	57		71		72	74
	SAP 6491	TA 667	SAP 6215 6216	TA 3067	TA 3069*	TA 3063*	TA 734	TA 3065	TA 735	SAP 6556	TA 745	TA 3059*	TA 761	TA 775	SAP 6760 6761	TA 776	TA 820	TA 821	TA 806	TA 810	TA 1944	TA 1945	TA 1089	TA 1090	TA 1091	TA 1105	TA 948	TA 949	TA 898A	TA 898B	TA 3084	TA 3076
Climacograptus scalaris normalis Lapworth	R	R	R				A			R?	R		R								P(?)	P				P	R?	R?	P			
Climacograptus cf. *rectangularis* M'Coy			P?																									P?			
Pseudoclimacograptus (Clinoclimacograptus) retroversus Bulman et Rickards			P?	P							P		R	A	R	R	R?		R		P?	R(?)	P	R	A		R?	R?	P?			R?
Climacograptus cf. *scalaris* (Hisinger)									R						R																	R?
cf. *Pseudoclimacograptus (Metaclimacograptus) hughesi* (Nicholson)								R																								
? *Climacograptus* sp. ou *Pseudoglyptograptus* sp.																						P(?)										
Diplograptus magnus Lapworth	R	A					R							R?													R	A	R?			
Diplograptus soit *modestus* Lapworth soit *magnus* Lapworth																						A										
Pristiograptus regularis (Törnquist)																			R		P?											
"*Monograptus*" *tenuis* Portlock																					R											
Monograptus sedgwicki Portlock					A?	P?						R?																	A	P?		
? *Cyclograptus* Spencer ou ? *Calyptograptus* Spencer											R																					
Age	L.m.	L.m.	L.i.m.	L.m.-s.	L.s.(?)	L.s.(?)	L.m.	L.m.(?)	L.m.-s.	L.i.m.(?)	L.m.	L.s.(?)	L.m.	L.m.	L.m.-s.	L.m.-s.	L.m.-s.(?)	L.m.-s.	L.m.-s.	L.m.-s.	L.	L.i.-m.	L.m.-s.	L.m.-s.	L.m.-s	L.i.-m.	L.m.	L.m.	L.i.-m.	L.s.	L.s.(?)	L.m.-s.

Tableau XXXVII : Principales espèces de Graptolites du Llandovery de l'Adrar de Mauritanie d'après des déterminations inédites de S. WILLEFERT

60: nº de la coupe. Pour une même coupe les échantillons les plus anciens sont les plus à gauche
A : Abondant ; P : présent ; R : rare ; R? : rare mais détermination incertaine
* couronnement gréseux du membre inférieur
L.: Llandovery indifférencié ; L.i.m.s.: Llandovery inférieur, moyen supérieur
Les échantillons SAP ont été récoltés par la Société Africaine des Pétroles

- les grès de Tamga (O_4), qui dans la nomenclature de Th. Monod représentaient le sommet de l'Ordovicien, englobent, à l'endroit même où ils ont été définis, une partie du Silurien inférieur ;
- les grès d'Aïoun Lebgar (G_1) ne sont pas d'âge Wenlock mais Llandovery inférieur-moyen, voire même un peu plus anciens ;
- les shales d'Aouinet Telleski (G_2) attribués au Ludlow sont, au moins en partie, d'âge Wenlock.

Les 19 coupes décrites dans le Silurien de l'Adrar vont nous permettre d'esquisser les grandes lignes d'une chronostratigraphie. Les étages* du Silurien ont tous été caractérisés. Il s'agit, de bas en haut, du Llandovery, du Gala-Tarannon classé aussi par certains auteurs dans le Llandovery supérieur, du Wenlock et du Ludlow. Le Llandovery et le Gala-Tarannon n'avaient encore jamais été identifiés en Adrar de Mauritanie.

1) Etablissement d'une échelle chronostratigraphique à partir des faunes de Graptolites

Les trois membres individualisés dans la zone des Oueds Chig et Am Jinger sont au moins partiellement datés par des faunes de Graptolites (fig. 182).

Les shales du talus du *membre inférieur*, durs, massifs, gréseux et gypseux, renferment de rares Graptolites du Llandovery inférieur-moyen, moyen et moyen-supérieur, épigénisés par des oxydes et hydroxydes de fer. Leur couronnement gréseux est daté du Llandovery supérieur.

Les shales du talus du *membre moyen*, bleu noir, fissiles, renferment dans leurs parties inférieure et moyenne de nombreux Graptolites d'âge Wenlock inférieur et supérieur avec, dans certaines coupes, à l'extrême base, une faune du Gala-Tarannon. Aucun Graptolite n'a été récolté dans la partie supérieure du talus argileux ni dans le couronnement de grès ou de siltstones.

Les shales massifs, durs, silteux ou finement gréseux du *membre supérieur* renferment, localement, à leur base, de très rares Graptolites du Ludlow $e\beta_1$.

En plus de nos propres récoltes de Graptolites, nous avons pu utiliser les échantillons de la mission de reconnaissance de la Société Africaine des Pétroles (SAP). Assez souvent nos coupes et celles des géologues pétroliers ont été faites en des points très rapprochés. Ceci tient au fait que l'Adrar central est un pays d'accès difficile où les coupes sont choisies sur photographies aériennes en fonction des conditions d'affleurement et de leur accessibilité. Cette méthode de travail conduit les différents géologues à étudier sensiblement les mêmes coupes.

Le travail de détermination des Graptolites a été rendu difficile par leur fort aplatissement et par la disparition du squelette externe : il ne reste que des moules internes, aplatis, en oxydes et hydroxydes de fer. Très souvent l'aplatissement n'est pas homogène ; son intensité varie à l'échelle de l'individu.

a) Le Llandovery

Le tableau XXXVII regroupe l'ensemble des faunes du Llandovery dont l'extension verticale

---

* Si l'on applique les récentes propositions de H.D. Hedberg (1972), des termes comme Llandovery, Wenlock, Ludlow sont des "séries" comportant plusieurs étages.

en Adrar est donnée sur le tableau XLI. Le Llandovery correspond exactement à l'unité lithostratigraphique du membre inférieur.

Nous examinerons rapidement les principales espèces qui, en Adrar, caractérisent le Llandovery inférieur-moyen, moyen, moyen-supérieur et supérieur :

- le Llandovery inférieur-moyen est caractérisé par (tabl. XXXVII et XLI) *Climacograptus scalaris normalis* Lapworth, très abondant, qui d'ailleurs en d'autres régions du globe déborde sur le sommet de l'Ordovicien, et par *Climacograptus* cf. *rectangularis* M'Coy ;
- le Llandovery moyen renferme *Diplograptus magnus* Lapworth abondant et cf. *Pseudoclimacograptus (Metaclimacograptus) hughesi* (Nicholson), espèce qui ailleurs se retrouve dans tout le Llandovery ;
- le Llandovery moyen-supérieur est caractérisé par *Pseudoclimacograptus (Clinoclimacograptus) retroversus* Bulman et Rickards très abondant, *Climacograptus scalaris* (Hisinger), *Pristiograptus regularis* (Törnquist) et par *"Monograptus" tenuis* Portlock.
- le Llandovery supérieur, ou plus exactement sa base, qui en gros correspond au couronnement gréseux du membre inférieur, renferme des *Monograptus sedgwicki* Portlock.

Le Llandovery inférieur n'est donc pas nettement caractérisé en Adrar de Mauritanie. La transgression des shales à Graptolites de l'Oued Chig (S) débute à la limite Llandovery inférieur-moyen. J. Sougy et J.-P. Lécorché (1963 a et b) ont proposé de relier cette brutale transgression à la fonte de la calotte glaciaire de la fin de l'Ordovicien. La mise en évidence du Llandovery fait perdre au Silurien de l'Adrar de Mauritanie le caractère exceptionnel que lui conférait la stratigraphie de Th. Monod (1952) : comme sur l'ensemble du Sahara, l'histoire du Silurien de l'Adrar débute avec la transgression llandovérienne.

La coupe 71 d'Aïoun Lebgar (fig. 176) nous amène à vieillir les grès d'Aïoun Lebgar attribués au Wenlock par Th. Monod (1952) : ils sont d'âge Llandovery inférieur-moyen ou plus anciens.

On notera la pauvreté des faunes à Graptolites du Llandovery de l'Adrar (tabl. XXXVII), alors que presque partout dans le monde il y a, à cette époque, profusion de Graptolites. La plupart des espèces citées sont cosmopolites et ont été décrites pour la première fois en Grande-Bretagne. C'est donc essentiellement par comparaison avec les faunes décrites par Miss Elles et Wood dans les Iles Britanniques qu'a été établie la chronostratigraphie du Llandovery de l'Adrar de Mauritanie.

b) Le Gala-Tarannon

Le Gala-Tarannon n'a pu être caractérisé que dans les coupes 67, 68 et 72 d'Akkadenach, de Chelrett Gleïtet el Bol et de Bthaat el Mena ; dans la coupe 62 de Chig aval, la faune de l'échantillon TA 3066 marque le passage Gala-Tarannon-Wenlock. Le Gala-Tarannon peu épais, est formé d'une alternance de shales et de grès et constitue l'extrême base du talus de shales du membre moyen.

Les Graptolites sont rares (tabl. XXXVIII) ; toutefois l'échantillon TA 812 de la coupe 67 d'Akkadenach renferme dix espèces qui caractérisent la partie supérieure du Gala-Tarannon [zone à *Spirograptus spiralis* (Geinitz)].

LISTE DES GRAPTOLITES DU WENLOCK

Déterminations inédites de S. WILLEFERT

	ZONE TABULAIRE																											ZONE PLISSÉE							Charania	
	60		61			62			63				64			55			65					66				67	56	69	71					75	
	TA 672	SAP 6132	SAP 6443	TA 684	SAP 6447 6448	TA 3066 *	TA 738	TA 739	SAP 6551 6552	TA 729	TA 730	SAP 6378	TA 708	TA 713	TA 714	TA 748	TA 749	TA 751	TA 764	SAP 6565 6566	TA 765	TA 766	SAP 6567	TA 778	SAP 6751	SAP 6747	TA 779	SAP 6546	TA 1098	TA 1080	TA 899	SAP 7218	SAP 7219	SAP 7220	SAP 7221	TA 3079	TA 3080
Pristiograptus praedubius (Bouček)	A					R?	A		A	A	A					A	A		A	A	A			A	A					A					R?	
Pristiograptus dubius (Suess)				R?																					R?		R					P			
Pristiograptus sp. ? *pseudodubius* (Bouček)																		R?															R?			
Pristiograptus aff. *largus* (Perner) = (selon Přibyl) *Pristiograptus* (?) *prantli* Přibyl						A?																														
Pristiograptus sp.																																				R
Monograptus priodon Bronn		P	P	R				P	R	R		R			R		R	P	R		R		R?	R		R?		P?	P?							
Monograptus flexilis Elles					P?								R?	R	R			P				R?	R						P?							
Monograptus subflexilis Přibyl					P?																					P										
? *Monograptus firmus* Bouček				R																							P									
Monograptus pseudocultellus Bouček																R							R?	P	R												
Monograptus undulatopraeflexilis (nom provisoire)									A	A	P																									
"Monograptus" amjingerensis (nom provisoire)									R	A	A																									
Monograptus (Streptograptus) antennularius (Menneghini)														R?				R?																		
Monograptus (Mediograptus) kolihai kolihai (Bouček)							R?									R	R		R	R?	R			R?	R											
Monograptus (Mediograptus) kolihai cf. *minor* (Bouček)									A																											
Monograptus (Mediograptus) kolihai var. indéterminable									R																											
Monograptus (Mediograptus) kodymi (Bouček)							R									R	R		R	R	A			A	R										R?	R?
Monograptus (Mediograptus) inconspicuus (Bouček)																	A												R						
Monoclimacis ? *aduncus* (Bouček)																								R												
Monoclimacis soit *aduncus* (Bouček) soit *vomerinus* var. *gracilis* Elles et Wood																											A									
Monoclimacis flumendosae (Gortani)																														A			P			
Monoclimacis sp. indéterminable									R	R							R				R										R	R	R		R?	R
Cyrtograptus (Barrandeograptus) pulchellus (Tullberg)							R		R	R						R?	R		R	R	R			R	R										R	
? *Cyrtograptus ellesi* Gortani					P			P																				P								
? *Cyrtograptus lundgreni* Tullberg					P																									R						
Cyrtograptus gr. *murchisoni* Carruthers									R																											
Cyrtograptus cf. *hamatus* (Baily)																																R				
Cyrtograptus sp.									R																											
Retiolites (Retiolites) geinitzianus geinitzianus (Barrande)							R				P					R	R		A	R?					R?				A					R?	
Retiolites (Retiolites) geinitzianus angustidens (Elles et Wood)	A?						P?			P							R?				R		A			P?		A?							
Retiolites (Retiolites) geinitzianus densereticulatus (Bouček)																	R?				R		R			P									
Retiolites (Retiolites) geinitzianus var. indéterminable						R			R								P			A	A				P										
Plectograptus lejskoviensis Bouček																														R						
Plectograptus praemacilentus Bouček et Münch																																	P			
Plectograptus eiseli (Manck)																														R						
AGE	W.i.	W.	W.	W.i.(?)	W.s. ?	G-T-W.	W.i.	W.s.(?)	W.i.	W.i.	W.i.	W.	W.s.(?)	W.s.	W.s.	W.i.	W.i.	W.s.	W.i.	W.i.	W.i.	W.s. ?	W.s.	W.i.	W.i.	W.	W.s.	W.i.	W.s.(?)	W.i.	W.s.	?	W.s.(?)	W.s.(?)	W.s.	W.i	W.i.

Tableau XXXIX : Principales espèces de Graptolites du Wenlock de l'Adrar de Mauritanie d'après des déterminations inédites de S. WILLEFERT

60 : nº de la coupe . Pour une même coupe les échantillons les plus anciens sont les plus à gauche
A : abondant ; **P** : présent ; **R** : rare ; **R?** : rare mais détermination incertaine
W : Wenlock ; W.i.s. : Wenlock inférieur , supérieur . * Limite Gala-Tarannon-Wenlock
Les échantillons SAP ont été récoltés par la Société Africaine des Pétroles

LISTE DES GRAPTOLITES DU GALA-TARANNON déterminations inédites de S. Willefert	(67) TA 812	(68) TA 1943 bis	(72) TA 3085
Monograptus priodon Bronn	R	P	P ?
Monograptus parapriodon Bouček	A		
Monograptus novaki Bouček	A		
Monograptus (?) halli (Barrande)		P ?	P ?
? "Monograptus" veles R. Richter			P ?
? Spirograptus turriculatus (Barrande)			P ?
Spirograptus spiralis (Geinitz)	R		
Petalolithus gr. *palmeus* (Barrande)		P	
Monoclimacis (?) geinitzi (Bouček)	R		
Pristiograptus cf. *largus* (Peřner) = *Pristiog. (?) prantli* Přibyl	P		
Cyrtograptus (Barrandeograptus) pulchellus (Tullberg)	R		
Cyrtograptus lapworthi Tullberg	R		
Monograptus (Globosograptus) singularis mancki (Hemann)	R		
Retiolites (Retiolites) geinitzianus angustidens (Elles et Wood)	R ?		
Age	G.-T. sup.	G.-T. inf.	G.-T. inf.(?)

Tableau XXXVIII : Principales espèces de Graptolites du Gala-Tarannon de l'Adrar de Mauritanie d'après des déterminations inédites de S. Willefert

A : abondant ; P : présent ; R. rare ; R ? : rare mais détermination incertaine.

Le Gala-Tarannon inférieur est assez mal caractérisé (tabl. XLI) du fait des déterminations incertaines de bon nombre d'espèces entre autres : *Monograptus (?) halli* (Barrande), qui ailleurs déborde dans le Llandovery supérieur, (?) *"Monograptus" veles* R. Richter, (?) *Spirograptus turriculatus* (Barrande) et *Petalolithus* gr. *palmeus* (Barrande).

Par contre le Gala-Tarannon supérieur est bien caractérisé avec *Monograptus parapriodon* Bouček, *Monograptus novaki* Bouček, *Monograptus (Globosograptus) singularis mancki* (Hemann), *Spirograptus spiralis* (Geinitz), *Monoclimacis (?) geinitzi* (Bouček) et *Cyrtograptus lapworthi* Tullberg.

L'ensemble de la faune de Graptolites présente des affinités avec celle du Gala-Tarannon d'Europe centrale.

c) Le Wenlock

Il correspond au talus du membre moyen à l'exception de la partie supérieure azoïque et d'âge inconnu et de l'extrême base qui, nous venons de le voir, est datée, dans certaines coupes, du Gala-Tarannon. Dans ces dernières coupes le passage du Gala-Tarannon au Wenlock ne se signale par aucun changement lithologique.

La faune de Graptolites du Wenlock (tabl. XXXIX) est riche par rapport à celles des autres étages du Silurien.

Wenlock inférieur et supérieur sont tous deux bien caractérisés. Le Wenlock inférieur renferme notamment (tabl. XXXIX) : *Pristiograptus praedubius* (Bouček), *Monograptus (Mediograptus) kolihai kolihai* (Bouček), *Monograptus (Mediograptus) kolihai* cf. *minor.* (Bouček), *Monograptus (Mediograptus) kodymi* (Bouček), *Monograptus (Mediograptus) inconspicuus* (Bouček), *Monoclimacis* (?) *aduncus* (Bouček), *Cyrtograptus* gr. *murchisoni* Carruthers, *Retiolites (Retiolites) geinitzianus geinitzianus* (Barrande), qui ailleurs descend dans le Gala-Tarannon, *Retiolites (Retiolites) geinitzianus dennereticulatus* (Bouček), *Monograptus undulatopraeflexilis* (nom provisoire) et *"Monograptus" amjingerensis* (nom provisoire), ces deux dernières espèces n'ayant été identifiées que dans la coupe 63 d'Am Jinger. En Adrar un certain nombre de ces espèces se cantonnent dans la partie inférieure du Wenlock inférieur.

Le Wenlock supérieur est caractérisé par (tabl. XXXIX) : *Monograptus flexilis* Elles, *Monograptus subflexilis* Přibyl, *Monograptus (Streptograptus) antennularius* (Menneghini), *Monoclimacis flumendosae* (Gortani), *? Cyrtograptus ellesi* Gortani, *? Cyrtograptus lundgreni* Tullberg, *Cyrtograptus* cf. *hamatus* (Baily), *Plectograptus lejskoviensis* Bouček, *Plectograptus praemacilentus* Bouček et Münch et *Plectograptus eiseli* (Manck).

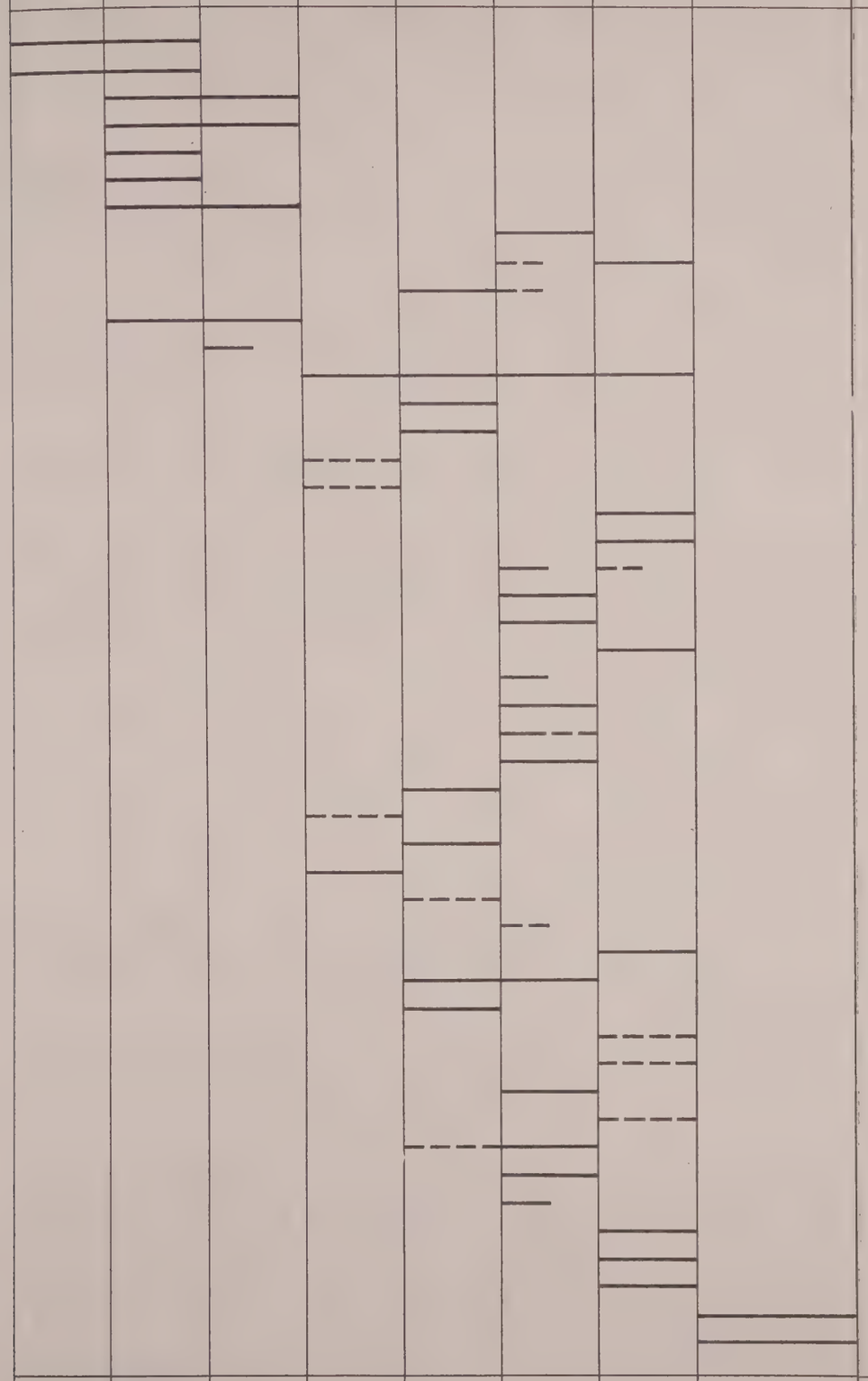
La distinction entre zone tabulaire et zone plissée se retrouve sur le tableau XXXIX. Le Wenlock de la zone plissée est pauvre en Graptolites, avec principalement des *Monoclimacis* le plus souvent indéterminables parce que fragmentaires ; par contre celui de la zone tabulaire renferme de nombreux Monograptidés et Rétiolitidés.

Les coupes 69 d'Aouinet Telleski et 56 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe nous permettent de poser le problème de l'âge des shales d'Aouinet Telleski G_2 qui seraient Ludlow inférieur selon D. Le Maître (*in* Th. Monod, 1952) et Wenlock inférieur d'après les déterminations de S. Willefert. La façon la plus logique pour accorder ces deux points de vue consiste à admettre que la faune du Ludlow inférieur se situe à la partie supérieure du talus de shales qui ainsi engloberait le Wenlock inférieur à la base et le Ludlow inférieur au sommet, et serait l'équivalent des membres moyen et supérieur. Cependant pour S. Willefert, les déterminations des Graptolites d'Aouinet Telleski, qui sont des déterminations de "seconde main" attribuées à Miss Elles (D. Le Maître, *in* Th. Monod, 1952) d'une part, et les attributions chronostratigraphiques qui en sont déduites d'autre part, sont contestables. *Aussi admettrons-nous qu'à Aouinet Telleski la présence du Ludlow inférieur est possible mais non clairement démontrée.*

La faune de Graptolites du Wenlock de l'Adrar présente de nettes affinités avec celles d'Europe centrale, Pologne, Allemagne et Tchécoslovaquie. En général les petites espèces comme *Pristiograptus praedubius* (Bouček) sont bien représentées, alors que les grandes espèces comme par exemple *Cyrtograptus murchisoni* Carruthers sont rares et le plus souvent fragmentaires.

d) Le Ludlow $e\beta_1$

Il n'a pu être caractérisé que dans 4 coupes : la coupe 58 d'El Ahguid, 61 d'Iramach el Akhdhar, 71 d'Aïoun Lebgar et 73 d'Heneïkat-Dlhoat el Mouilah. Dans les trois premières coupes, la faune de Graptolites se limite à deux espèces (tabl. XL), *Saetograptus fritschi linearis* (Bouček) et *Saetograptus leintwardinensis primus* (Bouček) qui se cantonnent à l'extrême base du membre supérieur. Ces deux espèces caractérisent le Ludlow $e\beta_1$.



GRAPTOLITES

Climacograptus scalaris normalis Lapworth
Climacograptus cf. *rectangularis* M'Coy
Pseudoclimacograptus (Clinoclimacograptus) retroversus Bulman et Rickards
Climacograptus scalaris (Hisinger)
cf. *Pseudoclimacograptus (Metaclimacograptus) hughesi* (Nicholson)
Diplograptus magnus Lapworth
Pristiograptus regularis (Törnquist)
Pristiograptus praedubius (Bouček)
Pristiograptus dubius (Suess)
Pristiograptus aff. *largus* (Perner) amend. Přibyl = *Pristiog.* (?) *prantli* Přibyl
"Monograptus" tenuis Portlock
Monograptus sedgwicki Portlock
Monograptus priodon Bronn
Monograptus parapriodon Bouček
Monograptus novaki Bouček
Monograptus (?) *halli* (Barrande)
? *"Monograptus" veles* R. Richter
Monograptus flexilis Elles
Monograptus subflexilis Přibyl
Monograptus pseudocultellus Bouček
Monograptus ***undulatopraeflexilis*** (nom provisoire)
"Monograptus" amfingerensis (nom provisoire)
Monograptus (Streptograptus) antennularius (Menneghini)
Monograptus (Mediograptus) kolihai kolihai (Bouček)
Monograptus (Mediograptus) kolihai cf. *minor* (Bouček)
Monograptus (Mediograptus) kodymi (Bouček)
Monograptus (Mediograptus) inconspicuus (Bouček)
Monograptus (Globosograptus) singularis manki (Hemann)
? *Spirograptus turriculatus* (Barrande)
Spirograptus spiralis (Geinitz)
Petalolithus gr. *palmeus* (Barrande)
Monoclimacis (?) *geinitzi* (Bouček)
Monoclimacis (?) *aduncus* (Bouček)
Monoclimacis flumendosae (Gortani)
Cyrtograptus (Barrandeograptus) pulchellus (Tullberg)
Cyrtograptus lapworthi Tullberg
? *Cyrtograptus ellesi* Gortani
? *Cyrtograptus lundgreni* Tullberg
Cyrtograptus gr. *murchisoni* Carruthers
Cyrtograptus cf. *hamatus* (Baily)
Retiolites (Retiolites) geinitzianus angustidens (Elles et Wood)
Retiolites (Retiolites) geinitzianus geinitzianus (Barrande)
Retiolites (Retiolites) geinitzianus densereticulatus (Bouček)
Plectograptus lejskoviensis Bouček
Plectograptus praemacilentus Bouček et Münch
Plectograptus eiseli (Manck)
Saetograptus fritschi linearis (Bouček)
Saetograptus leintwardinensis primus (Bouček)

INF. MOY. SUP. INF. SUP. INF. SUP. eβ1
LLANDOVERY GALA TARANNON WENLOCK LUDLOW
GRAPTOLITES

Tableau XLI : Extension verticale en Adrar de Mauritanie des espèces de Graptolites de la formation de l'Oued Chig

— — Extension probable mais non certaine du fait d'une incertitude sur la détermination de l'espèce des Graptolites ou sur l'âge du gisement

LISTE DES GRAPTOLITES DU LUDLOW $e\beta_1$ Déterminations inédites de S. Willefert	Coupe 61 TA 689 = TA 3064 = TA 3112	Coupe 71 TA 904	Coupe 58 TA 1151 = TA 1899
Saetograptus fritschi linearis (Bouček)			R
Saetograptus leintwardinensis primus (Bouček)	R		
Saetograptus soit *fritschi* (Peřner) soit *leintwardinensis* (Hopkinson)		R	
Saetograptus soit *fritschi linearis* (Bouček) soit *leintwardinensis primus* (Bouček)			R

Tableau XL : Principales espèces de Graptolites du Ludlow $e\beta_1$ de l'Adrar de Mauritanie d'après des déterminations inédites de S. Willefert.

R : rare.

2) La faune de Brachiopodes du Silurien et de la base du Dévonien

Les Brachiopodes se rencontrent à trois niveaux :

- à la base de S dans les "grès d'Aïoun Lebgar" (niveau 3 de la coupe 71 A) ;
- dans le couronnement gréseux du membre inférieur (coupe 57 de Mermedha) ;
- dans la base du Dévonien gréseux qui, dans toute la zone étudiée, couronne la formation de l'Oued Chig.

Nous examinerons rapidement ces trois faunes.

Age donné par les Graptolites	Coupe	Faune	Age donné par les Brachiopodes
	A proximité de la coupe 65 de Toudouchine TA 757	*Brachyspirifer carinatus* Schnur *Acrospirifer* cf. *solitarius* (Krantz) *"Spinocyrtia"* cf. *subcuspidata* Schnur	Siegénien supérieur à Emsien
	Coupe 70 B dans les Oueds Acteyle et el Abid TA 1129	? *Plicoplasia* sp. *Costispirifer* sp. e.g. *ferronesensis* Comte *Acrospirifer* sp. *"Chonetes"* sp.	
	Coupe 68 de Chelrett Gleïtet el Bol TA 1948	*Meganteris archiaci* (De Verneuil)	
Llandovery sup. probable	Coupe 57 de Mermedha TA 950	Dalmanellidae indéterminables avec précision	
Llandovery inf.-moy. ou un peu plus ancien	A proximité de la coupe 71 d'Aïoun Lebgar TA 895 et TA 924	Orthidae Rhynchonellidae Dalmanellidae — spécifiquement indéterminables	
	Coupe 68 de Chelrett Gleïtet el Bol TA 1941	Rhynchonellidae Dalmanellidae équivalent probable de TA 924 — spécifiquement indéterminables	

Tableau XLII : Les faunes de Brachiopodes du Silurien et, en partie seulement, de la base du Dévonien, d'après des déterminations inédites de J. Drot.

a) Les "grès d'Aïoun Lebgar"

Ces grès ont été définis à proximité du point d'eau d'Aïoun Lebgar par Th. Monod (1952) pour qui ils représentent la base du Silurien G_1. Selon D. Le Maître (*in* Th. Monod, 1952, p. 301), ces grès renferment :

Camarotoechia nucula Sow.
cf. *Rhynchonella cuneata* Dalm.
Rhynchonella gr. *borealis* Sch.
cf. *Orthis (Dalmanella) lunata* Sow.
Dalmanella elegantula Dalm.
des anneaux d'*Homalonotus*
Dalmanites cf. *nexilis* Salter
Tentaculites sp.

Cette faune, selon cet auteur, caractériserait le Wenlock et même un niveau élevé du Wenlock. Nous avons vu que cette attribution d'âge est erronée, puisque ces grès sont surmontés par une faune de Graptolites du Llandovery inférieur-moyen (niveau 4 de la coupe 71 A) (p.496).

La faune que nous avons récoltée dans les grès d'Aïoun Lebgar n'a pas été étudiée en détail. J. Drot a identifié dans les échantillons TA 895 et TA 924, récoltés à proximité de la coupe 71 d'Aïoun Lebgar (fig. 176), des Orthidae, des Rhynchonellidae et des Dalmanellidae indéterminables avec précision. A ces Brachiopodes sont associés des débris d'anneaux de Trilobites de grande taille, des Tentaculites et des Crinoïdes. Dans ces grès moyens la conservation des fossiles est en général mauvaise ; c'est, à notre avis, une des raisons qui expliquent les erreurs de détermination de D. Le Maître.

Contrairement à Th. Monod (1952), nous n'avons pas cru devoir individualiser les grès d'Aïoun Lebgar en tant que niveau privilégié du Silurien. Dans la chronostratigraphie que nous proposons (tabl. XLIII), ils sont considérés comme un simple niveau du membre inférieur.

b) Les grès et grès-quartzites du couronnement du membre inférieur

Ces grès et grès-quartzites sont fossilifères dans la coupe 57 de Mermedha. J. Drot a identifié, dans l'échantillon TA 950, des Dalmanellidae indéterminables spécifiquement. Si cette faune, qui comporte en outre des Crinoïdes, n'apporte aucune précision chronostratigraphique, elle confirme toutefois la nature marine de ces grès.

c) Les grès de la base du Dévonien

Le but de ce paragraphe n'est pas d'étudier systématiquement la faune des grès du Dévonien, mais seulement de fixer grossièrement l'âge de la base de ces grès à partir des seules données des coupes décrites précédemment, ceci afin de préciser la limite supérieure de S.

D'après Th. Monod (1952, p. 41) et D. Le Maître (*in* Th. Monod, 1952, p. 307-308), le Dévonien inférieur est représenté en Adrar par les grès d'Aouinet Zbel et les grès-quartzites d'Hassi Atilé.

Les grès d'Aouinet Zbel, qui paraissent plus anciens que les grès-quartzites d'Hassi Atilé, renferment, selon ces auteurs :

Spirifer bischofi Giebel

Sp. (Acrospirifer) primaevus Steininger
Sp. (Acrospirifer) primaevus var. *plicatilis* Le Maître
Sp. (Eospirifer) solitarius Krantz
cf. *Sp. (Hysterolites) hystericus* Schlotheim
cf. *Sp. (Hysterolites) rousseaui* Rouault
cf. *Schuchertella ingens* Drevermann
cf. *Stropheodonta gigas* M'Coy
cf. *Chonetes minutus* Goldfuss
Pterinea sp.

Cette faune est, d'après D. Le Maître, d'âge Siegénien.

Les grès-quartzites d'Hassi Atilé, plus pauvres en fossiles, renferment :
cf. *Camarotoechia daleidensis* (F. Roemer)
cf. *Spirifer (Hysterolites) subcuspidatus* (Schnur)
Pterinae (Cornellites) costata Goldfuss
et des "*Orthis*".

Les caractères de cette faune sont, toujours d'après D. Le Maître, autant siegéniens qu'emsiens.

Les déterminations inédites faites par J. Drot sur les échantillons TA 757, 1129 et 1948 (tabl. XLII) sont en plein accord avec ces résultats. La base des grès dévoniens est, en Adrar, d'âge siegénien supérieur à emsien.

Les faunes de Brachiopodes n'apportent donc aucune précision à la chronostratigraphie de la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig telle qu'elle a été établie à partir des faunes de Graptolites. Aucune donnée paléontologique ne permet de préciser l'existence ou non du Ludlow $e\beta_2$, du Lochkovien, du Gédinnien et du Siegénien inférieur.

3) Conclusions

Seuls les Graptolites ont un intérêt chronostratigraphique. Ils nous ont permis de caractériser le Llandovery moyen et supérieur, le Gala-Tarannon, le Wenlock inférieur et supérieur et le Ludlow $e\beta_1$; le Llandovery inférieur reste douteux.

Les faunes de Graptolites sont très pauvres à l'exception de celles du Wenlock dans la zone tabulaire. En Adrar, les conditions ne paraissent pas très favorables à la prolifération des Graptolites. Les espèces les mieux représentées sont, le plus souvent, de petite taille.

Au Llandovery, les Graptolites de l'Adrar présentent des affinités avec les faunes des îles Britanniques, tandis qu'au Gala-Tarannon et au Wenlock ils s'apparentent plutôt aux faunes d'Europe centrale.

IV - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

A - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE

Le tableau XLIII regroupe les principales observations stratigraphiques, paléontologiques et paléoclimatiques faites au cours de l'étude des shales à Graptolites de la formation de l'Oued Chig S.

Le contact entre S et la formation d'Abteilli OS est brutal ; il est particulièrement net dans la coupe 60 de Chig amont (fig. 162). Le sommet de OS y est constitué de grès-quartzites fins à moyens, conglomératiques, à ripple-marks, à grands Scolithes, dont les dix derniers centimètres sont ferrugineux. Au-dessus le membre inférieur, d'âge Llandovery, est formé de shales silteux et de siltstones argileux gris ou ocre. Le contact est tranché et, à l'échelle de l'affleurement, rigoureusement plan.

Dans toutes les coupes étudiées, le toit de OS semble parfaitement horizontal ; il paraît y avoir concordance entre OS et S. Du point de vue lithologique il y a une brutale variation au niveau de ce contact, avec passage d'une sédimentation franchement gréseuse à une sédimentation argileuse avec seulement quelques clastiques de la taille des silts. Cependant, selon J. Delpy (1959e), au Sud-Est de l'Adrar, dans le Khatt, sur le plateau de Bou Sefiya (Bou Safia sur la carte au 1/200.000 El Moïnan), le toit de la formation équivalente à OS est irrégulier avec des reliefs ayant temporairement résisté aux premiers assauts de la transgression silurienne.

Le membre inférieur, d'âge Llandovery, épais dans les parties nord-est (15 à 20 m) et sud-est (35 m environ), s'amincit vers l'Ouest tout en se chargeant en niveaux gréseux (fig. 181 et 182). En Adrar, la transgression des shales à Graptolites débute au Llandovery inférieur-moyen comme en beaucoup de régions d'Afrique.

Le membre moyen, d'âge Gala-Tarannon à son extrême base et Wenlock dans ses parties inférieure et moyenne, subit la même évolution vers l'Ouest que le membre inférieur : amincissement (de 45 m à moins de 15 m) et accroissement des intercalations gréseuses. Sa partie supérieure, sans Graptolites, est d'âge inconnu ; elle est couronnée par un niveau gréseux et silteux à passées phosphatées ou (et) ferrugineuses qui, si nos corrélations sont exactes, se retrouve dans la majorité des coupes.

Le membre supérieur renferme à sa base de rares *Saetograptus* du Ludlow $e\beta_1$. Le contact sur le membre moyen est souligné par des ocres, des roches phosphatées ou ferrugineuses qui traduisent probablement une émersion : le membre supérieur semble discordant sur le membre moyen, encore que cette discordance n'ait pas pu être clairement démontrée à partir des observations de terrain. Le sommet du membre supérieur est azoïque, il peut être d'âge Ludlow $e\beta_1$ ou $e\beta_2$, mais il peut aussi englober le Lochkovien, le Gédinnien et même une partie du Siegénien. Contrairement aux membres inférieur et moyen, le membre supérieur ne s'amincit pas vers l'Ouest puisque, au contraire, les plus fortes épaisseurs (20 m et près de 50 m) sont enregistrées dans les coupes 58 d'El Ahguid et 73 de Heneïkat - Chloat el Mouilah (fig. 181 et 182).

Le Dévonien inférieur gréseux est discordant sur le membre supérieur de la formation de l'Oued Chig. Là encore cette discordance est difficile à mettre en évidence à partir des seules données de terrain, sauf peut-être dans la zone des synclinaux sud-est, si effectivement le membre supérieur est bien absent. Elle se déduit surtout de l'étude pétrographique de la base conglomératique et ferrugineuse des grès dévoniens qui remanient les shales sous-jacents.

	D Grès ferrugineux et grès-quartzites du Dévonien inférieur			Climat chaud et humide (quartz cariés)
	DISCORDANCE			
Série 3, Ordovicien terminal (?) et Silurien	Formation de l'Oued Chig S — membre sup. 0 à 15 m env.	- talus de shales gréseux et silteux avec, à l'extrême base, de rares Graptolites : *Saetograptus fritschi linearis* (Bouček) et *Saetograptus leintwardinensis primus* (Bouček)	Ludlow eß1 ?	
	DISCORDANCE PROBABLE			
	membre moyen quelques mètres à 50 m	- entablement gréseux ou silteux à passées phosphatées ou (et) ferrugineuses ; vers l'Ouest passe à un niveau repère de siltstones à patine orangée - talus de shales fissiles, gris bleuté ou noirs, qui vers l'WSW s'amincit et se charge en intercalations gréseuses . partie supérieure sans Graptolites . à la partie moyenne *Monograptus flexilis* Elles, *Monograptus subflexilis* Přibyl, *Pristiograptus dubius* (Suess), *Monograptus (Streptograptus) antennularius* (Menneghini), *Monoclimacis flumendosae* (Gortani), *Plectograptus lejskoviensis* Bouček, *Plectograptus praemacilentus* Bouček et Münch et *Plectograptus eiseli* (Manck) . à la partie inférieure, *Pristiograptus praedubius* (Bouček), *Monograptus pseudocultellus* Bouček, *Monograptus (Mediograptus) kolihai* (Bouček), *Monograptus (Mediograptus) kodymi* (Bouček), *Monograptus (Mediograptus) inconspicuus* (Bouček) et *Cyrtograptus* gr. *murchisoni* Carruthers . à l'extrême base, *Spirograptus spiralis* (Geinitz), *Monograptus parapriodon* Bouček, *Monograptus novaki* Bouček, *Monograptus (Globosograptus) singularis mancki* (Hemann) et *Cyrtograptus lapworthi* Tullberg	Wenlock supérieur ? / inférieur ? / Gala-Tarannon	Climat subaride à tempéré (formation de phosphates et d'ocres) Climat chaud et humide (quartz cariés)
	membre inférieur 10 à 30 m	- entablement de grès et grès-quartzites à *Monograptus sedgwicki* Portlock, avec localement une faune de Brachiopodes et Crinoïdes - talus de shales silteux, massifs, à *Climacograptus scalaris normalis* Lapworth, *Pseudoclimacograptus (Clinoclimacograptus) retroversus* Bulman et Rickards et *Diplograptus magnus* Lapworth Vers l'WSW passage à une alternance de shales et de grès-quartzites	Llandovery inf.-moy. et moy.-sup.	Fonte de l'inlandsis : Transgression ↑ Atténuation progressive du climat froid
	CONCORDANCE ; LIMITE LITHOLOGIQUE			
	OS Formation glaciaire d'Abteïlli			Glaciation

Tableau XLIII : Synthèse stratigraphique et paléoclimatologique des shales à Graptolites de l'Oued Chig S en Adrar de Mauritanie.

Telle que nous venons de l'exposer, cette stratigraphie du Silurien diffère de celle proposée en 1952 par Th. Monod et qui s'appuyait sur un nombre réduit de déterminations paléontologiques. Elle perd son caractère exceptionnel et devient comparable aux autres échelles stratigraphiques du Silurien d'Afrique occidentale. Le Silurien de l'Adrar de Mauritanie reste cependant caractérisé par sa très faible épaisseur (30 à 80 m environ). Un point particulier, intéressant à souligner, est la possibilité d'une discontinuité entre les membres moyen et supérieur dont l'âge serait compris dans la fourchette Wenlock supérieur-Ludlow $e\beta_1$.

Comparée à celles de certaines régions voisines (Maroc par exemple), la stratigraphie du Silurien de l'Adrar reste assez fruste. La pauvreté des faunes de Graptolites entraîne un certain nombre d'imprécisions de détail : âge des grès d'Aïoun Lebgar, âge du couronnement gréseux ou silteux du membre moyen. Il en résulte qu'une partie des corrélations proposées (fig. 181 et 182) doit être considérée comme une hypothèse de travail.

B - LES CONDITIONS DE SEDIMENTATION

1) Données générales sur l'environnement au Silurien en Afrique de l'Ouest

Plusieurs auteurs, et notamment N. Spjeldnaes dès 1961, ont tenté de reconstituer l'environnement sédimentologique et paléoclimatologique de l'Afrique occidentale à l'Ordovicien et au Silurien. Cette question a été relancée par la découverte récente de formations glaciaires datées de la fin de l'Ordovicien et recouvrant l'ensemble du Sahara central (S. Beuf, B. Biju-Duval, O. De Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef, 1971).

La reconstitution de l'environnement, à la fin de l'Ordovicien et au Silurien, a été abordée par le biais de trois techniques très différentes :

- le *paléomagnétisme* qui permet de déterminer la position des "pôles africains" entre 450 et 400 MA ;
- *l'étude géochimique* des sédiments et surtout des shales siluriens qui apporte des précisions sur les caractéristiques physico-chimiques de la mer à ces époques ;
- *l'étude paléoécologique* des faunes qui aboutit à la délimitation de zones climatiques.

Nous examinerons successivement l'apport de ces trois directions de recherche.

a) Les données paléomagnétiques

Les principaux résultats paléomagnétiques concernant le continent africain ont été synthétisés par D.I. Gough, N.D. Opdyke et N.W. McElhinny (1964), N.W. McElhinny, J.C. Briden, D.L. Jones et A. Brock (1968) et par J.D.A. Piper (1972). Ils sont peu nombreux et de valeur inégale.

Les premiers résultats, qui datent de dix à quinze ans, sont souvent entachés d'erreurs liées à la méthode de traitement des échantillons. Ceux-ci n'ont souvent pas subi toutes les interventions thermiques et magnétiques complexes nécessaires à l'effacement de l'influence des magnétisations parasites qui masquent la magnétisation thermorémanente stable. Une seconde cause d'erreur provient des échantillons dont le contexte géologique et *surtout l'âge* sont fréquemment approximatifs. Dans le cas de roches sédimentaires, s'ajoute une troisième cause d'erreur portant sur le moment de la formation des oxydes de fer qui, dans certains cas, peuvent être diagénétiques.

Enfin, dernier point gênant, la quasi-totalité des échantillons étudiés ont été prélevés en Afrique du Sud et en Afrique centrale, c'est-à-dire loin de l'Ouest africain où seulement deux formations ont été étudiées : le minerai de fer précambrien de Fort-Gouraud en Mauritanie (*in* M.W. McElhinny, J.C. Briden, D.L. Jones et A. Brock, 1968) et le Birrimien et le Tarkwaïen du Ghana et de la Côte d'Ivoire (*in* J.D.A. Piper, 1972). Aussi reste-t-il à déterminer si, pour le Paléozoïque inférieur, ces résultats obtenus au Sud et à l'Est du continent sont extrapolables à l'ensemble de l'Afrique, ce qui pose le problème de l'unicité du continent africain à cette époque. Pour J.D.A. Piper (1972), le noyau cratonique africain se serait constitué très tôt au Précambrien. Cette affirmation s'appuie sur les coïncidences constatées entre les pôles de formations de même âge mais géographiquement très éloignées, par exemple :

- le Birrimien et Tarkwaïen du Ghana d'une part et les laves de Ventersdorp en Afrique du Sud (2.100 - 2.200 MA environ) ;
- l'intrusion basique d'O'okiep dans le Namaqualand et les séries du Kisii au Kenya (1.000 MA environ) ;
- les séries de Sinclair, des Guperas et d'Auborus dans le SW africain et le système de Bukovan en Tanzanie (800 - 1.000 MA environ).

Cependant le synchronisme entre ces différentes séries n'est que très approximatif, ce qui restreint la portée de la démonstration. Il paraît par exemple étonnant que l'orogenèse panafricaine n'ait pas profondément réajusté la structure du craton africain, rendant délicate la généralisation à toute l'Afrique des données paléomagnétiques précambriennes.

Pour le Paléozoïque inférieur les données sont peu nombreuses (fig. 183) :

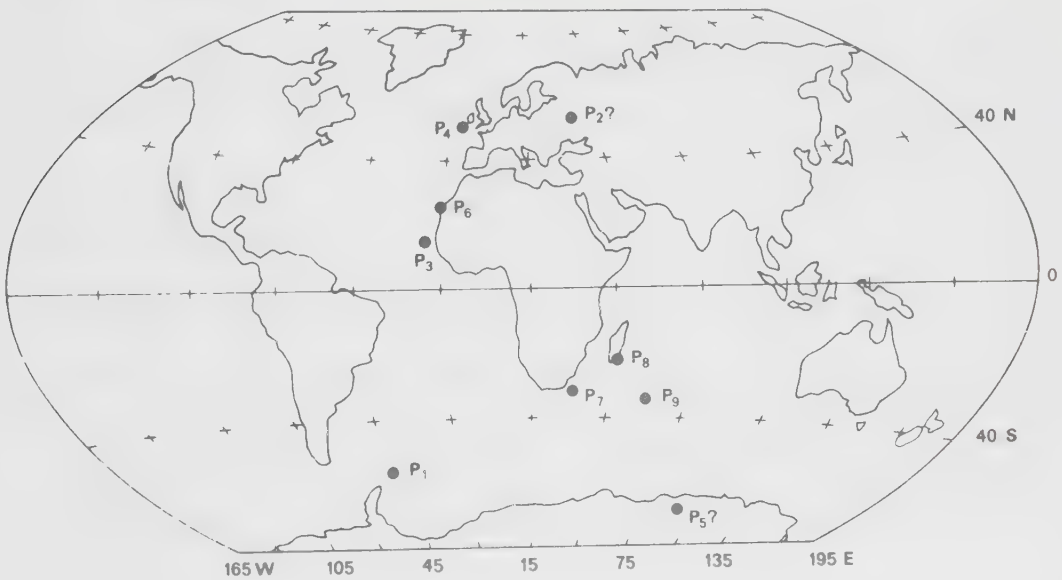


Figure 183 : Position des pôles au cours du Paléozoïque inférieur d'après les résultats des études paléomagnétiques faites en Afrique du Sud et de l'Est (voir détail dans le texte)

pôle P_1 (56° W et 62° S) situé dans l'Antarctique, au Nord de la mer de Weddel, pour des siltstones et grès rouges de la série de la Fish river (sommet du système de Nama, SW africain) datés d'environ 550-575 MA (*in* J.D.A. Piper, 1972).

- pôle P_2 (34° E et 53° N) situé en U.R.S.S., au Nord de la mer Noire, pour des laves du Maroc central datées d'environ 530-570 MA, mais dont le contexte géologique est mal connu (C.E. Helsley *in* M.W. McElhinny, J.C. Briden, D.L. Jones et A. Brock, 1968).

- pôle P_3 (23°5 W et 14° N) situé dans l'Atlantique, au large de Dakar, pour un batholite de granite intrusif dans le Katanguien de Zambie et daté 500 ± 17 MA (A. Brock, 1967).

- pôle P_4 (11° W et 50° N) situé dans l'Atlantique, au Sud de l'Irlande, pour des grès, siltstones et pélites rouges de la série de la Montagne de la Table (Province du Cap) rattachés, avec doute, au Silurien (K.W. Graham et A.L. Hales, 1961).

- pôle P_5 (90° E et 74° S), situé dans l'Antarctique australien, pour des siltstones rouges de la série de la Montagne de la Table (Province du Natal), mais avec une possibilité d'erreur du fait que le champ magnétique thermorémanent n'est pas stable.

- pôle P_6 (08° W et 27° N), situé en Afrique de l'Ouest, sur la côte du Rio de Oro, pour la série du Plateau de l'extrémité méridionale du Lac Tanganyika, d'âge Paléozoïque inférieur probable (*in* J.D.A. Piper, 1972).

- pôle P_7, P_8 et P_9 situés dans l'Océan Indien, à proximité de Madagascar, pour des varves carbonifères de la série de Dwyka en Rhodésie (P_7 *in* M.W. McElhinny, J.C. Briden, D.L. Jones et A. Brock, 1968) pour des varves de même âge prélevées aux frontières de la Tanzanie, de la Zambie et de la Rhodésie (P_8 *in* M.W. McElhinny et N.D. Opdyke, 1968) et pour des grès, siltstones et shales rouges du Permien inférieur de la série d'Ecca au Tanganyika (P_9, N.D. Opdyke, 1964).

L'interprétation de ces données paléomagnétiques, regroupées sur la figure 183, est délicate du fait de l'âge souvent imprécis de la plupart des échantillons étudiés. Toutefois, six des neuf pôles se regroupent d'une part au large de l'Afrique du Sud et de Madagascar (P_7, P_8 et P_9) et d'autre part à proximité des côtes de l'Afrique de l'Ouest et de l'Europe occidentale (P_3, P_4 et P_6). Les positions de P_2 et P_5, données à titre indicatif, sont incertaines et ne peuvent pas être prises en considération.

La position du premier groupe de pôles (P_7, P_8 et P_9), d'âge permo-carbonifère, s'accorde bien avec les observations faites sur le continent sud-africain où les dépôts glaciaires de la série de Dwyka sont bien développés. La position du second groupe (P_3, P_4 et P_6), qui correspond en gros à la période 500-400 MA, tend à indiquer que durant l'Ordovicien et le Silurien l'ensemble de l'Afrique occidentale se situait à proximité du pôle. Selon J.D.A. Piper (1972), l'Ouest africain aurait également occupé cette position durant la période 1.000-600 MA qui, en première approximation, correspond au dépôt de la série 1 en Adrar de Mauritanie. Or nous avons vu, qu'au cours de la sédimentation de la série 1, le climat n'a pas été uniformément froid mais variable avec de nombreuses périodes chaudes marquées notamment par la prolifération des Stromatolites.

Les études paléomagnétiques en Afrique restent encore trop peu nombreuses et trop imprécises pour qu'elles puissent fournir, pour une époque donnée, des indications sur la zonation climatique. Dans ces conditions, et en attendant que débutent en Afrique de l'Ouest des études paléomagnétiques de formations bien datées, il importe d'utiliser prudemment les schémas paléoclimatiques proposés par les paléomagnéticiens pour le Paléozoïque inférieur africain.

b) La salinité de la mer silurienne - le bore en tant qu'indicateur de paléosalinité

Selon J. Sougy et J.-P. Lécorché (1963a), la transgression des shales à Graptolites du Silurien, qui sur une grande partie du globe se situe au Llandovery inférieur-moyen, pourrait être liée à la fusion de la calotte glaciaire de la fin de l'Ordovicien. Les travaux de S. Beuf, B. Biju-Duval, J. Stévaux et G. Kulbicki (1966) et J. Stévaux et G. Kulbicki (1966) sur la minéralogie des argiles et la géochimie du bore dans le Silurien du Sahara central paraissent apporter un début de confirmation à cette hypothèse : la mer silurienne aurait été une mer dessalée.

L'essentiel de l'argumentation repose sur l'utilisation du bore comme indicateur de paléosalinité. Or la validité de cet indicateur est extrêmement controversée et donne lieu à des jugements tranchés qui, bien souvent, paraissent partisans. Aussi, avant de discuter les quelques résultats obtenus sur des échantillons de l'Adrar, il nous a paru nécessaire de faire le point sur cette question, ceci à l'aide d'une quinzaine de publications et en empruntant beaucoup à la synthèse de J. Harder (1970) très documentée, claire et d'une grande lucidité. Le petit nombre d'articles consultés limite quelque peu la portée de nos conclusions.

On a constaté depuis fort longtemps que, dans l'eau de mer, le pourcentage de bore variait dans le même sens que la salinité. Cette relation a été vérifiée dans le golfe du Mexique, au large du Texas, par A.F. Frederickson et R.C. Reynolds (1960). Elle reste valable pour les très faibles salinités aussi bien que pour les saumures.

Dans la sédimentation actuelle, la liaison entre quantité de bore contenue dans le sédiment et salinité du milieu a été souvent vérifiée. Cependant un certain nombre de facteurs secondaires, comme par exemple le taux de sédimentation, le recyclage de particules héritées, peuvent perturber cette relation.

Pour ce qui est de l'ancien, la question est controversée. Ceci n'a pourtant pas empêché la multiplication des dosages de bore qui, dans certaines compagnies pétrolières, sont faits systématiquement sur tous les échantillons argileux. Dans de nombreux cas les indications fournies par le bore s'accordent avec celles fournies par la faune et les données sédimentologiques. Dans les sédiments anciens c'est donc l'expérience qui apporte un début de confirmation à la validité du bore comme index de paléosalinité.

.) Distribution du bore dans les roches sédimentaires

H. Harder (1970) est le seul à avoir étudié systématiquement la répartition du bore dans l'ensemble des roches sédimentaires. Les pourcentages varient beaucoup avec les faciès :

argiles et shales :	25 - 800 p.p.m.	moyenne 100 p.p.m.
sables et grès :	5 - 70 "	" 35 "
calcaires :	5 - 95 "	" 27 "
dolomies :	10 - 70 "	" 28 "
roches ferrugineuses :	20 - 200 "	
roches glauconieuses :	350 - 2000 "	

Les argiles et les shales sont donc, parmi les roches sédimentaires les mieux représentées à la surface du globe, celles qui sont le plus favorable à une étude des variations de la teneur en bore en fonction des caractéristiques du milieu de sédimentation.

.) Le bore dans les minéraux argileux

La teneur en bore des minéraux argileux dépend de la salinité du milieu de dépôt, mais aussi d'un grand nombre d'autres facteurs que nous allons passer en revue :

- influence de la granulométrie

D'une façon générale, et aussi bien dans l'ancien que dans le récent, les teneurs en bore augmentent lorsque la granulométrie du sédiment décroit. Dans de nombreux échantillons la répartition du bore, en fonction de la granulométrie, montre deux pics nets. L'un dans la fraction de taille inférieure à 2μ, qui est lié aux phyllites et le second dans la fraction voisine de 20μ, qui est lié à la présence de tourmaline détritique mais peut-être aussi à celle de feldspaths et de micas.

Les dosages de bore se font toujours sur la fraction fine des sédiments (taille inférieure à 0,6, 1 ou 2μ). On ne dose donc que le bore contenu dans les phyllites.

- influence de la minéralogie des argiles

L'illite est le principal porteur du bore. Ceci a pu être prouvé expérimentalement, notamment par A.F. Frederickson et R.C. Reynolds (1960) qui ont montré que si, dans un échantillon donné, par un procédé chimique on augmente le pourcentage relatif d'illite, on enregistre un accroissement concomitant de la quantité de bore. A côté de l'illite, la montmorillonite et les interstratifiés sont également capables d'adsorber du bore comme l'ont montré les travaux de H.A. Tourletot, L.G. Schultz et C. Huffmann (1961) cités par H. Harder (1970) et ceux de A. Lerman (1966).

Cependant jusqu'à présent le mode de fixation du bore sur les minéraux argileux est mal connu. Cette méconnaissance du mécanisme d'entrée du bore dans la structure des phyllites est en grande partie à la base des controverses soulevées par cette méthode d'évaluation des paléosalinités.

L'ensemble des auteurs s'accorde pourtant pour admettre que le bore est *solidement* fixé sur les phyllites (A.F. Frederickson et R.C. Reynolds, 1960 ; D.M. Shaw et R. Bugry, 1966 et H. Harder, 1970), probablement dans les couches tétraédriques de la structure en feuillets (G. Millot, 1964 ; H. Harder, 1970). La solidité de la fixation est prouvée par toutes les expériences de lessivage ou d'attaques aux acides classiques, qui n'aboutissent qu'à une faible mise en solution du bore (quelques %). La fixation du bore sur les argiles est en général attribuée à un double mécanisme : adsorption à la surface des particules argileuses, puis incorporation du bore dans la structure des phyllites et principalement de l'illite. Pour A.A. Levinson et J.C. Ludwick (1966), l'adsorption du bore sur les argiles se ferait sur le littoral au moment où les eaux douces continentales rencontrent les eaux salées marines ; les argiles seraient ensuite dispersées sur les fonds océaniques. Le bore aurait donc une origine littorale, même dans les sédiments des grands fonds. Cette hypothèse a été critiquée notamment par E.A. Perry (1972).

Ce processus de fixation n'est bien sûr pas valable pour les minéraux phylliteux authigènes, comme la glauconie, pour lesquels le bore est directement piégé dans la structure au moment de la formation des feuillets.

La fixation de la majeure partie du bore sur l'illite a amené C.T. Walker (1963, *in* H. Harder 1970) à associer directement le pourcentage de bore à celui de K_2O, à condition

bien sûr que la fraction granulométrique inférieure à 2μ ne contienne pas d'autres minéraux potassiques que l'illite ; le rapport B/K_2O serait un meilleur indicateur de paléosalinité que le bore pris seul. Dans le souci de ne comparer que des échantillons de composition minéralogique semblable, de nombreux auteurs ont utilisé des valeurs de la teneur en bore corrigées en fonction du pourcentage d'illite ou de K_2O présent dans l'échantillon (C.D. Curtis, 1964). Ces valeurs corrigées du bore sont critiquables. En effet, dans un lot d'échantillons provenant d'un même niveau stratigraphique et caractéristique d'un même environnement, les teneurs en bore ne sont pas toujours proportionnelles à celles de l'illite. Le bore peut se trouver associé à d'autres phyllites. Aussi la plupart des auteurs, et notamment les géologues pétroliers (J. Stévaux et G. Kulbicki, 1966), préfèrent-ils utiliser les valeurs brutes des dosages.

- influence de la température

Dans les expériences d'adsorption du bore par des minéraux argileux, les quantités adsorbées peuvent être multipliées par 5 simplement en portant la température de la solution à 80°. L'influence de la température est si importante qu'on a parfois proposé d'utiliser le bore comme indicateur de paléotempérature.

- influence de la matière organique

D'après D.M. Shaw et R. Bugry (1966), le bore est d'autant plus abondant que la quantité de matière organique est faible. Le pourcentage de bore passe de 12 p.p.m. à 142 p.p.m. lorsque le pourcentage de carbone organique décroit de 40 % à 0,5 %. Selon C.D. Curtis (1964), l'adsorption de matière organique soluble favoriserait la formation d'un film qui, en isolant les particules argileuses, les empêcherait de fixer du bore.

- influence du taux de sédimentation

Des études sur sédiments marins actuels ont montré que les plus forts pourcentages de bore étaient associés aux sédiments se déposant lentement.

- influence des variations de la teneur en bore des océans au cours des temps géologiques

D.M. Shaw et R. Bugry (1966) ont étudié les variations des teneurs en bore sur des échantillons marins et continentaux s'échelonnant dans le temps depuis le Précambrien jusqu'au Crétacé. Aucune évolution du pourcentage de bore, en fonction du facteur temps, n'apparaît.

- influence du recyclage de minéraux argileux

Le milieu de sédimentation hérite de particules argileuses issues de la dégradation de formations de lithologies et d'âges très variés, ayant des teneurs en bore elles-mêmes très variables. Ce bore hérité va s'ajouter au bore adsorbé par les particules argileuses. Cette dualité d'origine a été illustrée par G. Ataman (1966) dans son étude géochimique des minéraux argileux du Trias du Jura. Dans ces minéraux il existe un coefficient de corrélation positif entre l'aluminium et le bore qui peut s'expliquer de deux façons différentes que nous allons envisager.

Selon la première, le bore et l'aluminium sont portés par une même phyllite détritique. Si cette hypothèse est exacte, on doit enregistrer, à l'échelle du bassin triasique du Jura, une variation de la teneur en bore du pourtour vers le centre. En effet, comme nous l'avons indiqué à propos de l'étude de la phase argileuse du groupe de la Falaise d'Ataz (p. 348), J. Lucas (1962) a montré que, dans les bassins triasiques à caractère confiné, les phyllites héritées du continent subissent, au cours de leur cheminement vers le centre du bassin, de profondes transformations qui s'accompagnent en particulier d'une diminution de la teneur en

Al_2O_3. Or, à cette diminution de Al_2O_3, s'oppose la constance de la teneur en bore.

La seconde hypothèse attribue au bore des minéraux argileux une origine double. Une partie provient du minéral hérité (1ère hypothèse), tandis que le milieu de sédimentation fournit la seconde partie. Sur les bordures du bassin, l'essentiel du bore des argiles est d'origine détritique. Par contre au centre, les minéraux hérités, dégradés, perdent une partie de leurs ions K et Al qui sont remplacés par Mg ; à ces nouveaux minéraux, chlorites ou interstratifiés à 14 Å, le milieu marin fournit du bore. Ceci nous explique pourquoi la teneur en bore reste en gros constante, alors que le pourcentage d'Al_2O_3 décroit sensiblement vers le centre du bassin.

Les sédiments quaternaires lacustres d'Allemagne et de Suède, étudiés par H. Harder (1970), sont un second exemple montrant l'influence de l'héritage. Cet exemple est particulièrement intéressant pour nous, car il traite de sédiments glaciaires. Bien que tous ces sédiments se soient déposés dans un environnement identique, les teneurs en bore sont extrêmement variables : elles sont d'autant plus fortes que les minéraux argileux sont hérités de formations plus anciennes. Les teneurs en bore sont donc directement proportionnelles à l'intensité de l'érosion glaciaire. Dans cet exemple, on peut imaginer que la mise en équilibre du bore dans le sédiment n'a pas encore eu le temps de se produire, ce qui introduit tout naturellement le paragraphe suivant.

- influence de la diagenèse et du métamorphisme

En nous appuyant sur les travaux de G. Dunoyer de Segonzac (1969), nous allons essayer de suivre l'évolution au cours de la diagenèse d'une part du bore et d'autre part des principaux minéraux argileux qui le portent : illite, montmorillonite et interstratifiés.

Au cours de l'enfouissement, les feuillets de l'illite se ferment : sa "cristallinité" croit. Cette cristallinité augmente avec le degré d'enfouissement (augmentation de la température et de la pression), mais aussi avec la granulométrie (les fortes granulométries, en favorisant la circulation des solutions interstitielles, favorisent les fortes cristallinités) et avec la composition chimique, notamment la teneur en aluminium de ces illites (J. Esquevin, 1969). L'illite est encore présente dans l'anchizone, zone frontière entre la diagenèse et le métamorphisme. Elle y est associée à la chlorite.

Le devenir de la montmorillonite dans la diagenèse est essentiellement fonction du milieu géochimique environnant. Selon la nature de ce milieu, la montmorillonite sera stable, se dégradera en kaolinite ou bien, par l'intermédiaire des interstratifiés, s'agradera en chlorite ou en illite. Les interstratifiés évoluent donc eux aussi en fonction de la chimie du milieu, soit vers les chlorites, soit vers les illites.

Parmi les très nombreux forages étudiés par G. Dunoyer de Segonzac (1969), le bore a été dosé dans les forages du bassin de Polignac (Sahara central), d'Adrar Rougar (Anti-Atlas marocain) et de Pierrefeu (Gard). Dans aucun de ces exemples on n'observe de variation nette des teneurs du bore avec la profondeur d'enfouissement. Il semble que la plupart des variations soient d'ordre sédimentologique (modifications des conditions de dépôt).

Une étude similaire a été réalisée par E.A. Perry (1972) sur deux sondages de Louisiane, F et G, intéressant l'Oligocène marin (F) et le Miocène marin (G). Dans les deux sondages, mais surtout dans G, la microfaune indique une sédimentation en mer profonde. Le degré géothermique est faible dans F et fort dans G. Les dosages de bore ont été effectués sur la fraction

granulométrique inférieure à 1 µ, dont la composition minéralogique est assez constante dans les deux forages : environ 70 % d'interstratifiés illite - montmorillonite, 20 % de kaolinite, 10 % d'illite et des traces de chlorite. Lorsque la profondeur d'enfouissement s'accroît, les couches de montmorillonite des interstratifiés se transforment progressivement en illite. Le potassium nécessaire à cette transformation provient de la destruction des micas détritiques. Cette destruction de la biotite et même de la muscovite a été observée de façon particulièrement nette par G. Dunoyer de Segonzac (1969) dans le forage de Logbaba au Cameroun.

Dans les deux forages de Louisiane étudiés, E.A. Perry (1972) note que, lorsque la profondeur d'enfouissement s'accroît, la formation de feuillets d'illite s'accompagne d'un accroissement des teneurs en bore. Cet accroissement du bore, qui se retrouve dans les deux sondages, est à mettre sur le compte de la diagenèse : le bore contenu dans les phyllites détritiques est redistribué et fixé dans les feuillets d'illite. Cet héritage, s'il est important, enlève toute signification au bore en tant qu'indicateur de paléosalinité.

.) Conclusion à la mise au point sur le bore en tant qu'indicateur de paléosalinité

De nombreux géologues ont voulu voir dans le bore la panacée permettant de résoudre tous les problèmes de paléosalinité. Il y a une quinzaine d'années, la géochronologie suscitait les mêmes réactions.

Le problème du bore en tant qu'indicateur de paléosalinité a été abordé de deux manières fort différentes. Un premier groupe de géologues et de géochimistes s'est attaché à étudier des exemples précis dont la géologie était bien connue : c'est le cas par exemple des études de E. T. Degens, E.G. Williams et M.L. Keith (1957) et de C.D. Curtis (1961), qui portent respectivement sur les bassins charbonniers des Appalaches (U.S.A.) et ceux des Iles Britanniques. Ces bassins charbonniers constituent de bons exemples, car niveaux marins et lacustres, bien caractérisés par des faunes, s'y succèdent rapidement.

Un second groupe de chercheurs a tenté, en étudiant des échantillons provenant de toute l'échelle stratigraphique et de tous les continents, de donner au bore une valeur générale et universelle d'indicateur de paléosalinité. C'est dans cette voie que se situent les travaux de P.E. Potter, N.F. Shimp et J. Witters (1963). Ces deux approches du problème du bore se retrouvent dans le domaine de la géochronologie ; elles traduisent l'influence plus ou moins grande du chimiste, ou du physicien d'une part et du naturaliste d'autre part.

La complexité des facteurs qui influent sur la distribution du bore dans les minéraux argileux paraît condamner la seconde méthode d'approche. C'est cette condamnation qui a été élargie par de nombreux géologues à l'ensemble de la méthode du bore. Pourtant l'expérience montre que cette méthode peut donner des renseignements d'ordre général, à condition qu'elle s'applique à une série dont la sédimentologie est en gros connue et qu'elle soit accompagnée d'une étude géochimique complète et d'une étude minéralogique de la phase argileuse. *Les résultats obtenus sont dans tous les cas relatifs* ; ils donnent une idée générale des variations de la salinité. On admet généralement que les sédiments lacustres contiennent quelques dizaines de p.p.m. de bore, les sédiments marins quelques centaines et les sédiments sursalés environ 1.000 p.p.m. Des échelles de salinité beaucoup plus précises, basées sur l'étude du bore dans les sédiments actuels, ont été proposées. Leur emploi est dangereux en particulier pour les sédiments très anciens.

La principale difficulté rencontrée dans l'interprétation des teneurs en bore est liée

à la présence des phyllites héritées. Cependant l'exemple du Trias du Jura (G. Ataman, 1966 et J. Lucas, 1962) nous montre que l'introduction de bore hérité ne condamne pas nécessairement la méthode. De toutes façons la validité du bore en tant qu'indicateur de paléosalinité restera discutée tant que le mécanisme de fixation des ions bore dans la structure des phyllites ne sera pas bien compris.

.) L'exemple du Sahara central et de l'Adrar de Mauritanie. Les données sur la salinité de la mer silurienne en Afrique de l'Ouest

Au Sahara central (S. Beuf, B. Biju-Duval, J. Stévaux et G. Kulbicki, 1966 ; J. Stévaux et G. Kulbicki, 1966 ; R. Pelet et B. Tissot, 1970), la fraction argileuse du Silurien est composée de kaolinite, d'illite et de chlorite. Ce cortège argileux est stable tant verticalement qu'horizontalement, ce qui implique un environnement géographique et climatique également stable. Le continent qui alimente la sédimentation est probablement soumis à un climat humide et froid, peu altérant. La teneur moyenne en bore de la fraction argileuse des shales varie de 20 à 100 p.p.m., valeurs anormalement faibles pour une série marine. Ces faibles valeurs sont comparables à celles mesurées dans des sédiments actuels de la mer baltique. *La mer silurienne, alimentée par la fonte de la calotte glaciaire de la fin de l'Ordovicien, serait une mer dessalée.*

En Adrar de Mauritanie, nous ne pouvons que poser le problème, étant donné le trop petit nombre de mesures effectuées. Parmi les indicateurs de salinité généralement proposés, B et Ga donnent des résultats interprétables (tableau d'analyses chimiques 3 et fig. 184), tandis que les variations de Ni et Cr paraissent désordonnées ; Rb, parfois utilisé, n'a pas été dosé sur les échantillons de l'Adrar. Nous étudierons en même temps les quelques échantillons provenant de la série 1 et ceux de la série 3.

Les teneurs en bore permettent de séparer nettement les échantillons des séries 1 et 3 (fig. 184 A). OS et S renferment en moyenne 80 p.p.m. de bore, alors que pour la série 1 les valeurs s'échelonnent entre 300 et 800 p.p.m. Sur le même diagramme, *à titre indicatif*, nous avons reporté les teneurs en bore corrigées en fonction du pourcentage d'illite. La teneur moyenne corrigée de OS et S est alors voisine de 200 p.p.m.

Le gallium permet également de distinguer séries 1 et 3 (fig. 184 B) : dans la série 3 les teneurs moyennes sont voisines de 35 p.p.m., alors qu'elles atteignent 45 p.p.m. dans la série 1. La combinaison du bore et du gallium (fig. 184 C) permet de séparer encore plus nettement les deux lots d'échantillons.

Les relations bore - illite, évoquées dans la mise au point précédente, peuvent être discutées à partir du diagramme de la figure 185. Pour ce qui est de la série 1, le bore est certainement porté par l'illite ; en effet les échantillons TA 1200 et TA 1635 qui sont les plus pauvres en bore, sont aussi les plus pauvres en illite. Par contre, pour la série 3, les teneurs en bore apparaissent comme indépendantes du pourcentage d'illite. Ceci peut s'expliquer de deux façons différentes. Si, lors du dépôt des shales de OS et S, le milieu de sédimentation était peu différent, il faut admettre que le bore n'est pas entièrement porté par l'illite. Si, par contre, on admet que les dépôts les plus riches en illite (TA 745 et TA 810 en particulier) correspondent à des épisodes particulièrement dessalés, la diminution de la salinité peut alors contrebalancer l'accroissement du pourcentage d'illite. Si l'on adopte la première hypothèse, qui paraît la plus vraisemblable, il se pose le problème du support de la fraction de bore non liée à l'illite. Dans ces sédiments glaciaires OS, ou dérivant en partie de formations glaciaires S, les minéraux argileux sont probablement associés à une fine farine constituée par les résidus du broyage glaciaire.

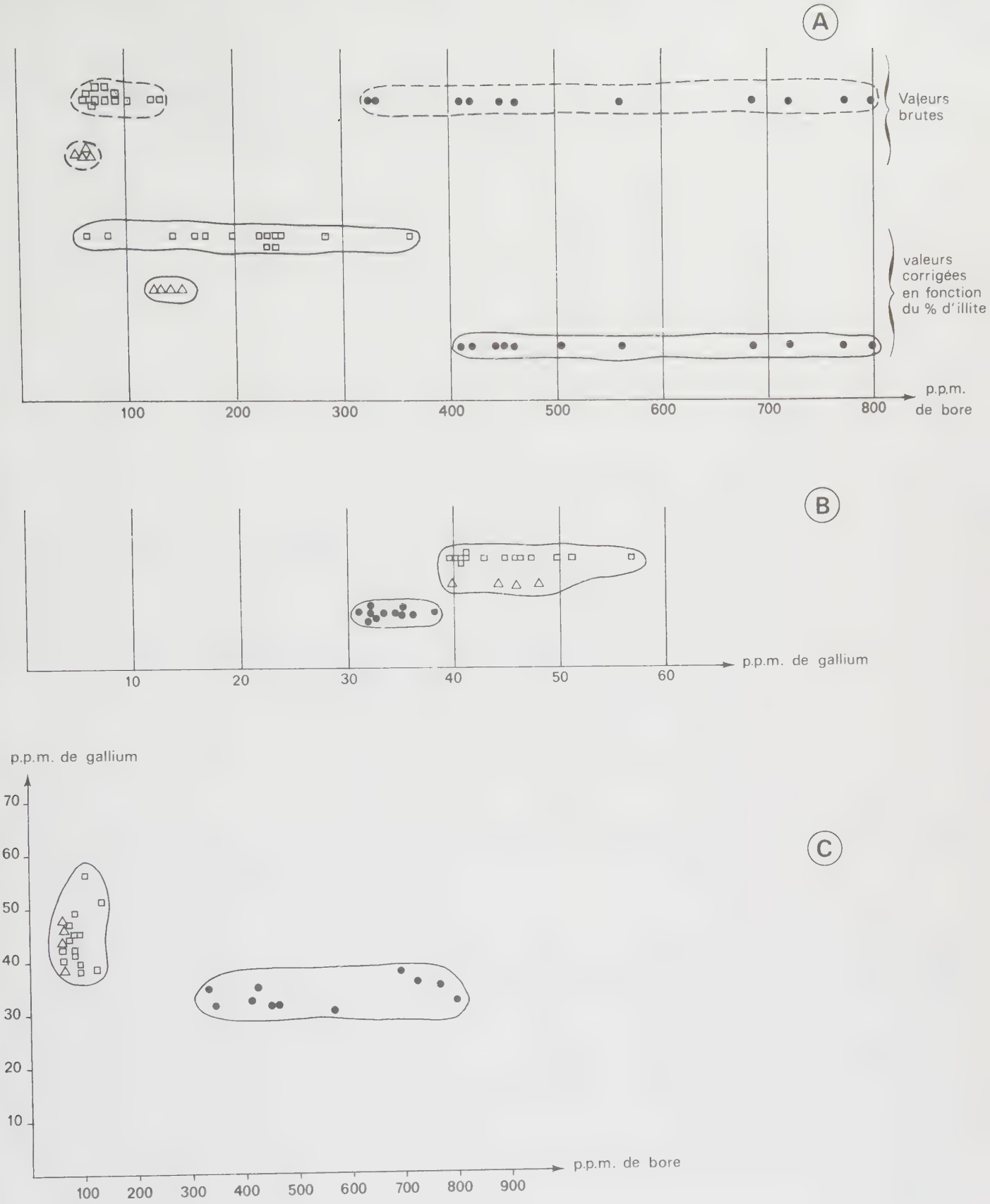


Figure 184 : Teneurs en bore et gallium de quelques échantillons de shales des séries 1 et 3

Série 3 { Formation des shales à Graptolites de l'oued Chig S
Formation glaciaire d'Abteilli OS

Série 1 Shales alternant avec des roches carbonatées à Stromatolites

Une partie du bore pourrait alors être liée à cette mouture glaciaire.

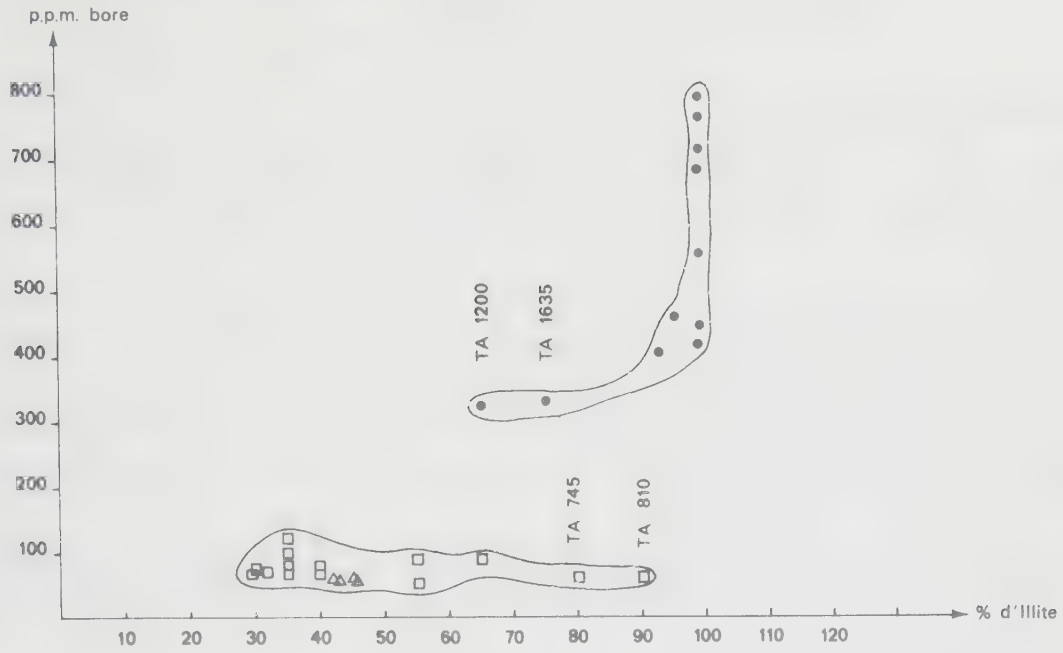


Figure 185 : Relation entre la teneur en bore et le pourcentage d'illite dans quelques échantillons de shales des séries 1 et 3

Série 3 { Formation des shales à Graptolites de l'oued Chig S ● / Formation glaciaire d'Abteilli OS △

Série 1 Shales alternant avec des roches carbonatées à Stromatolites □

Pour la série 1, les dosages de bore paraissent confirmer les données de la sédimentologie et de la flore (Stromatolites) : la série est marine avec probablement, à certains niveaux, une tendance à la sursalure.

Pour la série 3 l'interprétation des résultats est beaucoup plus délicate. Les données brutes semblent indiquer un environnement lacustre. Mais d'une part le bore ne paraît pas uniquement fixé sur l'illite, qui de toutes façons ne représente qu'une fraction souvent minoritaire de la phase argileuse, et, d'autre part, nous avons vu dans la mise au point précédente, qu'une température basse (glaciaire) et une forte teneur en matière organique (les shales à Graptolites contiennent une quantité appréciable de carbone organique) ralentissent considérablement la fixation du bore sur les particules argileuses. *Il importe donc d'être prudent dans l'interprétation des faibles teneurs en bore de OS et S.* Si, malgré les réserves faites, ces teneurs peuvent être inscrites en faveur d'une certaine dessalure de la mer silurienne en Afrique occidentale, par contre certaines observations sont plutôt favorables à un milieu salé. Citons par exemple l'observation par G. Dunoyer de Segonzac (1969, p. 131-132) de cristaux de halite et de gypse dans des carottes de Silurien du Sahara central. Ces cristaux, partiellement remplacés par de la pyrophyllite, minéral formé pendant la diagenèse tardive, se sont nécessairement formés pendant la sédimentation ou au début de la diagenèse.

Ces remarques, tirées de l'étude des shales à Graptolites de l'Oued Chig, peuvent s'appliquer au Sahara central où le caractère dessalé de la mer silurienne (S. Beuf, B. Biju-Duval, J. Stévaux et G. Kulbicki, 1966 ; J. Stévaux et G. Kulbicki, 1966 ; R. Pelet et B. Tissot, 1970)

ne paraît pas incontestablement démontré. *La salinité, ou plus probablement les salinités, de la mer silurienne sont, à notre avis, un problème actuellement non résolu. Si une certaine dessalure est possible, elle reste cependant du domaine de l'hypothèse.*

c) Paléoécologie de la faune silurienne

Dès 1961, en s'appuyant sur l'étude de la lithologie et surtout des faunes de l'Ordovicien d'Europe, d'Amérique du Nord et d'Afrique, N. Spjeldnaes situait, à cette époque, l'Ouest africain à proximité du pole.

Pour W.B.N. Berry et A.J. Boucot (1967), le Silurien serait caractérisé, dans la partie de l'Afrique située au Nord du golfe de Guinée, par une association de Graptolites, organismes pélagiques, et de Lamellibranches du genre *Cardiola* qui sont des organismes benthiques. Cette association caractérise surtout le faciès des shales noirs. La faune, tout comme la lithologie, suggère de faibles profondeurs , un milieu vaseux, une évaporation assez forte (localement cristaux de gypse).

La comparaison avec les autres associations fauniques du Silurien, faciès coquillier par exemple, tend à montrer qu'à profondeur égale, l'association Graptolites - Lamellibranches caractérise des eaux relativement froides.

2) Les données fournies par l'étude stratigraphique et sédimentologique des shales à Graptolites de l'Oued Chig S

L'étude pétrographique de S s'est bornée à une description des principaux faciès. Nous essayerons maintenant de dégager la signification sédimentologique et paléoclimatologique des niveaux phosphatés, des ocres, des hématitites et des niveaux à quartz cariés. Enfin, pour terminer, nous tenterons d'interpréter en terme de paléoécologie les principales données fournies par les faunes.

a) Les roches phosphatées

La plupart d'entre elles se localisent à la limite des membres moyen et supérieur. Elles ont d'ailleurs été utilisées comme élément de corrélation entre les différentes coupes (fig. 181 et 182). L'analyse chimique (tabl. XXXVI) montre qu'il s'agit surtout de phosphates de fer accompagnés probablement d'un peu de phosphate de calcium (TA 3135 C) et d'aluminium (TA 3135 A). Cette composition est en partie confirmée par les analyses aux R.X (tableau d'analyses aux R.X 1) qui ont détecté du phosphate de fer dans les échantillons TA 677, TA 752 et probablement TA 750.

Ces phosphates de fer à aspect terreux, dont on ignore la formule chimique exacte, sont probablement proches de la vivianite, seul phosphate de fer courant dans les roches sédimentaires. Ils peuvent se former soit par réaction de solutions riches en phosphore sur des dépôts ferrugineux, soit, phénomène inverse, par réaction de solutions ferrugineuses sur des dépôts phosphatés. Deux arguments peuvent être avancés en faveur de la seconde hypothèse :

- l'échantillon TA 3135 C renferme probablement un peu de phosphate de calcium ;
- il existe des niveaux ferrugineux voisins et même parfois contigus aux phosphates de fer, qui n'ont pas subi de phosphatisation.

La formation de ces phosphates de fer s'est donc probablement faite en deux temps : dépôt

de phosphate de calcium ultérieurement transformé par des solutions ferrugineuses. Nous examinerons successivement la signification sédimentologique et paléoclimatique de ces deux processus.

Le problème de la phosphatogenèse est complexe. Nous en schématiserons les données principales en nous appuyant sur la synthèse de M. Slansky (1964) et sur les travaux de R.P. Sheldon (1964), V.E. McKelvey (1967), G. de Belinko (1969 a et b) et R.A. Gulbrandsen (1969). La source du phosphore est le continent. Selon le schéma de H. Erhart (1967), P_2O_5 arrive en mer surtout avec la phase migratrice de la biostasie ; sa concentration dans l'eau de mer est très faible (0,01 p.p.m. de PO_4 dans les eaux chaudes de surface).

Les principes qui règlent la sédimentation du phosphate sont connus sous le nom de théorie de Kazarov. Cette théorie a été grandement précisée par les travaux de R.P. Sheldon (1964) et V.E. McKelvey (1967) sur les dépôts phosphatés actuels et tertiaires. Trois données simples permettent de comprendre la précipitation des phosphates : les organismes sont la principale source de phosphore ; la solubilité du phosphore dans l'eau de mer croît nettement lorsque la température s'abaisse (0,3 p.p.m. de PO_4 dans les eaux froides et profondes, soit 3 fois plus que dans les eaux chaudes de surface) ; et enfin la sédimentation phosphatée est réglée par la circulation océanique, reflet de la circulation atmosphérique générale.

L'océan, étant pratiquement saturé en phosphore, précipite à chaque instant une quantité de phosphore sensiblement égale à celle apportée par les rivières. Les zones de dépôt de phosphate sont déterminées par le mouvement des eaux océaniques. Dans un océan idéalisé (V.E. McKelvey, 1967), l'eau refroidie dans les régions polaires descend vers l'équateur en longeant la bordure orientale de l'océan, se réchauffe dans la zone équatoriale et remonte sur la bordure ouest de l'océan. Les phosphates se déposent sur la bordure est de l'océan lorsque les eaux froides remontent vers la surface et se réchauffent (zone de *"upwelling"*), et dans la zone équatoriale où se rejoignent les courants des deux hémisphères. *Les dépôts phosphatés actuels et tertiaires se situent donc dans des régions chaudes entre l'équateur et la latitude 40°, de préférence sur la bordure orientale de l'océan*. Ce shéma peut être perturbé par des remontées d'eaux froides liées à des particularités locales de la circulation océanique. Selon R.P. Sheldon (1964), ces conclusions restent en gros valables pour les dépôts phosphatés anciens (anté-tertiaires) dont il est cependant difficile de déterminer précisément la paléolatitude. *Les dépôts phosphatés constituent donc, tout comme les couches rouges et les niveaux évaporitiques, d'excellents indicateurs paléoclimatiques*.

Appliquées au Silurien de l'Adrar, et si l'on néglige le facteur salinité de la mer qui, nous l'avons vu, est mal connu, ces données nous conduisent à envisager une mer assez riche en phosphate parce que froide. Dans ces conditions la précipitation du phosphate pourrait être la conséquence du réchauffement de la masse océanique au cours du Silurien. Selon le schéma proposé par R.A. Gulbrandsen (1969), l'enrivonnement favorable à la phosphatogenèse serait celui d'une vaste plateforme épicontinentale bordée par un continent soumis à un climat chaud. Le premier facteur est certainement réalisé au Silurien en Adrar ; pour ce qui est du second, nous y reviendrons dans la conclusion.

Abordons maintenant le problème de la transformation de ces phosphates de calcium. Le gisement de phosphates d'aluminium de Thiès au Sénégal nous fournit un excellent exemple de transformation de phosphate de calcium. Selon M. Slansky, A. Lallemand et G. Millot (1964), le minerai est constitué de *crandallite* et d'*augélite*, phosphates alumino-calciques et alumineux, qui proviennent de l'altération continentale, sous climat latéritisant, de niveaux de phosphates de

chaux. Cette transformation s'accompagne d'une désagrégation des silex avec lessivage de la silice et d'une hydrolyse de la montmorillonite qui conduit à la formation de kaolinite. L'illite paraît résister à ces altérations. La transformation en phosphate de fer est moins fréquemment décrite dans la littérature. Cependant à Thiès des cristaux de *vivianite* sont associés aux phosphates d'aluminium dans un niveau d'argile brune ou bariolée, à concrétions ferrugineuses, qui sépare phosphates de calcium et d'aluminium. Ceci suggère que la transformation en phosphate de fer pourrait être une étape intermédiaire avant la formation de phosphate d'aluminium. Elle correspondrait soit à un climat moins agressif, soit à une période d'altération très courte, soit aux deux. A côté de ces facteurs climat et temps, l'abondance relative du fer et de l'aluminium dans l'environnement joue probablement un rôle en entraînant la formation préférentielle de l'un ou de l'autre type de phosphate.

Il reste à déterminer les modalités et l'âge de cette transformation. Elle peut être :

- marine et suivre immédiatement le dépôt des phosphates de calcium ;
- diagénétique ;
- continentale et liée soit à une émersion au cours du Silurien, soit à une altération récente, quaternaire par exemple.

Il est bien difficile de trancher étant donné le peu de renseignements que l'on possède sur la genèse des phosphates de fer dans les sédiments. En nous appuyant sur l'exemple de Thiès, nous opterons pour une altération continentale ; son âge ne peut actuellement être précisé, l'abondance de fer dans le Silurien est en faveur d'une altération immédiatement postérieure à la sédimentation liée peut-être à la discontinuité qui sépare les membres moyen et supérieur; par contre l'aspect très frais, terreux, friable de ces roches s'inscrit plutôt en faveur d'une altération récente qui pourrait être liée au dégagement de la morphologie actuelle en tassili. Dans ce dernier cas, le fer proviendrait de l'altération de la pyrite contenue dans les shales.

En conclusion, nous proposons d'expliquer, à titre d'hypothèse, la formation des phosphates de fer de S par un double mécanisme :

- dépôt de phosphate de calcium sur une plateforme épicontinentale ;
- altération continentale, à caractère plus ou moins latéritisant, d'âge inconnu, amenant la transformation du phosphate de calcium.

b) Les ocres

Les ocres se localisent à la limite des membres moyen et supérieur où elles sont associées aux roches phosphatées que nous venons d'étudier.

La synthèse des études en lames minces et aux R.X et des analyses thermopondérales (p. 519) nous permet de définir en gros la composition de ces roches très particulières :

- le *quartz*, souvent abondant, est de la taille des silts ; il est associé à de rares paillettes de micas et à quelques minéraux lourds (TA 903).
- le *fer* est le composant principal. Dans les échantillons TA 710 et TA 1898 il constitue, probablement sous forme de goethite, 50 % du poids de la roche. Par contre dans TA 731, le fer paraît être soit sous forme amorphe, soit sous forme hydratée.
- le *cortège argileux* est, dans l'échantillon TA 903, identique à celui des shales encaissants (50 % d'illite et 50 % de kaolinite).
- de la *jarosite*, sulfate de fer et de potassium, a été mise en évidence par l'étude aux R.X dans l'échantillon TA 781. Enfin un peu de *phosphate*, probablement de fer, a été décelé dans

les ocres de la coupe 66 de l'Oued Sbaya.

En résumé, les ocres de S sont essentiellement constituées de quartz de la taille des silts, associé à du fer généralement sous forme de goethite ; les argiles sont peu abondantes. Ces ocres peuvent être comparées à celles décrites par G. Conrad (1969) dans le Pléistocène supérieur du Sahara central. Ces dernières, dites de Gouiret-es-Soud, qui reposent sur des shales dévoniens, sont composées de quartz de 20 à 50 μ, de kaolinite, d'hématite et de natrojarosite, sulfate de fer riche en soude. D'après G. Conrad (1969), ces ocres se formeraient par altération des shales pyriteux du Dévonien sous l'action des nappes superficielles sous un climat subaride. L'oxydation de la pyrite donne, en climat tempéré et milieu neutre ou peu acide, de la goethite et en milieu acide de la jarosite qui, en climat subaride et en présence de sodium, se transforme en natrojarosite. Cette oxydation s'accompagne d'une dégradation partielle de l'illite.

Dans cet exemple des ocres de Gouiret-es-Soud, la natrojarosite n'est présente que dans les ocres jaunes. Dans les intercalations d'ocres rouges, qui témoigneraient, selon G. Conrad, d'épisodes plus humides où l'eau neutralise le milieu, la natrojarosite est transformée en hématite avec formation de thénardite (SO_4Na_2) qui migre dans les dépressions. Dans les ocres du Silurien de l'Adrar de Mauritanie, il n'est guère possible de distinguer ocres rouges et ocres jaunes. Par exemple l'échantillon TA 731 de la coupe 63 d'Am Jinger, rougeâtre en surface montre, après sciage, un intérieur bariolé de traînées jaunes et rouges. Notons cependant que la jarosite a été identifiée dans une ocre jaune (éch. TA 781 de la coupe 66 de l'Oued Sbaya).

L'oxydation de la pyrite peut également conduire à la formation d'aluns, la dégradation des illites des shales encaissants fournissant l'aluminium et le potassium nécessaires. Dans l'Eocène du Niger, H. Faure (1966) a pu relier la formation d'alunite [$K\,Al_3\,(OH)_3\,(SO_4)_2$] à une altération continentale sous climat tempéré, agissant sur des matériaux constitués d'illite, de feldspaths et de pyrite. J. Sougy (1964, p. 233) a signalé de l'alunite dans les shales siluriens du Zemmour, tandis que J. Destombes et J. Lucas (1956) ont mentionné des coupoles métriques de natro-alunite dans les shales de la base du Tarannon du Sud du Maroc.

Tout ce qui vient d'être dit sur l'oxydation de la pyrite des shales du Dévonien du Sahara central peut être transposé au Silurien de l'Adrar de Mauritanie où *les ocres pourraient provenir d'une altération continentale modérée, soit en surface soit au niveau d'une nappe phréatique, des shales siluriens sous un climat subaride à tempéré*. Souvent associés dans les coupes, ocres et phosphates de fer paraissent se former sous des climats peu différents. Le problème de l'âge de l'altération se pose dans les mêmes termes que pour les phosphates de fer. Le fait, d'une part, que ces ocres soient synchrones dans des coupes souvent éloignées et lithologiquement différentes et, d'autre part, que la pyrite, source possible du fer, semble uniformément répartie dans tous les shales siluriens, *milite en faveur d'une altération immédiatement postérieure à la sédimentation*.

c) Les hématitites

Associés ou non à ces ocres, on trouve dans les shales à Graptolites de l'Oued Chig S des niveaux d'hématitite plus ou moins gréseuse, renfermant fréquemment des oolithes de chamosite. Ces niveaux ferrugineux peuvent être localement épais : 8,5 m pour l'hématite oolithique de la coupe 67 d'Akkadenach. Dans cet exemple, il n'est plus possible de faire dériver le fer de l'oxydation de la pyrite des shales. Dans ce niveau ferrugineux marin, la source du fer est le continent. Dans les coupes, les hématitites oolithiques ont en général une extension latérale limitée ;

elles semblent liées à la présence de chenaux canalisant les courants sur une plateforme épicontinentale.

Pour que, sur le continent, on assiste à la libération du fer, il faut qu'il y règne une altération importante, c'est-à-dire un climat assez agressif, humide et relativement chaud. Dans ces conditions, le fer se comporte de deux façons différentes (G. Millot, 1964). Une partie s'échappe avec la phase migratrice de la pédogenèse, en même temps que divers autres éléments dont le phosphore ; elle va former dans les mers avoisinantes les minerais de fer oolithiques, souvent phosphorés, qui sont alors associés à la sédimentation chimique basique. L'autre partie est stockée sur le continent en même temps que l'aluminium ; par remaniement, elle donnera naissance au fer sidérolithique. En Adrar le fer, souvent associé au phosphore, est lié au lessivage du continent ; il s'insère dans une sédimentation argileuse, ou finement détritique, monotone.

d) Les intercalations ferrugineuses à quartz cariés

Des quartz cariés ont été identifiés à trois niveaux :

- au sommet du membre inférieur dans la coupe 56 du Guelb el Mouch et d'Hassi Boueybe (éch. TA 1095 et 1096) ;
- dans la partie inférieure du membre moyen de la coupe 72 de Bthaat el Mena (éch. TA 3086) ;
- au toit du membre moyen dans la coupe 68 de Gleïtet Chelrett el Bol (éch. TA 1949).

L'échantillon TA 3086 est une hématitite gréseuse, tandis que les trois autres échantillons sont des grès hétérogranulaires, parfois conglomératiques et phosphatés (TA 1949), à ciment ferrugineux.

Le phénomène de carie est particulièrement net dans l'échantillon TA 1949 (pl. photo. XXV). Dans un premier stade les oxydes et hydroxydes de fer pénètrent dans les grains de quartz en cheminant le long de micro-fractures. Dans certains cas, oxydes et hydroxydes de fer dessinent des signes cunéiformes sur le fond blanc du quartz (pl. photo. XXV A). A un stade de carie plus avancé, le quartz ne représente plus que quelques îlots clairs au milieu d'un fond ferrugineux. Ce type d'altération est comparable à celui observé par exemple dans les sols ferrallitiques de Casamance (Sud du Sénégal), pays à climat tropical à deux saisons contrastées où la pluviométrie est voisine de 1.500 mm.

Les niveaux à quartz cariés rencontrés dans le Silurien de l'Adrar ne représentent pas des vestiges de paléosols. *Les quartz, d'origine détritique, proviennent du continent qui, au moins à certaines époques du Silurien, était soumis à une altération poussée de type latéritique ou ferrallitique, avec lessivage d'une partie de la silice, sous climat agressif de type tropical humide ou équatorial.* Ces quartz cariés ne peuvent pas provenir des séries anté-siluriennes qui en sont dépourvues.

Les grès ferrugineux de la base du Dévonien inférieur renferment également des quartz cariés.

e) Les indications sédimentologiques et paléoclimatologiques fournies par la faune silurienne

La faune silurienne est globalement pauvre. De plus, lorsque cette faune devient relativement abondante, comme c'est le cas pour les Graptolites du Wenlock, seules les petites espèces sont bien représentées. Le milieu semble donc peu favorable au développement de la vie. Les caractéristiques physico-chimiques de la mer silurienne et notamment sa basse température (W.B.N.

Berry et A.J. Boucot, 1967) en sont peut-être la cause.

C - *CONCLUSIONS*

L'échelle stratigraphique proposée (tabl. XLIII) est différente de celle de Th. Monod (1952). Excepté sa faible épaisseur, le Silurien de l'Adrar n'a rien d'exceptionnel ; il est très comparable à celui de l'Anti-Atlas et du Sahara central. Tout au plus peut-on noter, en Adrar, la présence de certains faciès ferrugineux qui, dans ces deux dernières régions, caractérisent plutôt le Dévonien. Tous les étages du système y ont été reconnus. *Le Silurien de l'Adrar est donc caractérisé par une sédimentation de type condensé.* La faune est rare, notamment dans le Llandovery et le Ludlow. Cette rareté des faunes et les nombreuses variations de faciès font que la succession stratigraphique pose encore de nombreux problèmes.

La sédimentation silurienne sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni est peu profonde, calme mais entrecoupée de courtes périodes plus agitées pendant lesquelles se déposent les phosphates et les hématitites oolithiques, et, probablement, de brèves émersions. La répartition des terres et des mers est en gros voisine de celle mise en évidence à la fin de la série 2 : l'Ouest africain constitue toujours un vaste plan incliné dont la zone haute se situe au SE de l'Adrar en direction du golfe de Guinée. La mer en occupe le flanc nord. Ce schéma simple doit être compliqué par la remontée isostasique du substratum consécutive à la reculée de l'inlandsis de la fin de l'Ordovicien. En Adrar, zone très tôt déglacée, la remontée est précoce, ce qui explique, au moins en partie, la faible épaisseur du Llandovery. Au Llandovery, au Gala-Tarannon et au Wenlock la mer silurienne paraît localisée au NNE ou au NE de l'Adrar ; au Ludlow on assiste à un basculement et la mer paraît alors cantonnée au NW.

L'unanimité est loin d'être faite sur la paléoclimatologie du Silurien en Afrique de l'Ouest. Sur ce point nos conclusions, reportées sur le tableau XLIII, diffèrent sensiblement des idées généralement admises. Entre le climat glaciaire de OS et le climat chaud et humide du Dévonien inférieur, s'insère une alternance de climats tempérés à subarides et de climats humides et chauds. *De ceci se dégage l'idée qu'un climat fluctuant intéressait l'Adrar pendant le dépôt du Silurien. On est loin du climat froid uniforme proposé par R.W. Fairbridge (1969).* Il importe donc de revoir d'un oeil critique l'argumentation avancée par cet auteur.

La fonte de la calotte glaciaire de la fin de l'Ordovicien a certainement été, à l'échelle géologique, un phénomène rapide. Ceci paraît confirmé par le synchronisme de la transgression silurienne datée, un peu partout dans le monde, du Llandovery inférieur-moyen. Vouloir prolonger l'influence de cette glaciation durant tout le Silurien, soit 40 MA, est donc à priori discutable.

La seconde critique, et peut-être la plus importante, que l'on puisse faire à la majorité des auteurs ayant étudié la paléoclimatologie du Silurien, est d'avoir considéré le Silurien comme un tout, alors qu'en 40 MA le climat a très certainement fluctué.

Les données paléomagnétiques empruntées par R.W. Fairbridge (1969) à M.W. McElhinny, J.C. Briden, D.L. Jones et A. Brock (1968) donnent, nous l'avons vu, des indications beaucoup trop générales pour que l'on puisse en tirer profit. C'est en partie en se basant sur ces données paléomagnétiques que H. et G. Termier (1969) ont admis l'existence d'un inlandsis occupant l'Afrique occidentale de l'Eocambrien au Dévonien, soit pendant plus de 200 MA. Cette hypothèse, voisine de celle proposée par R.W. Fairbridge (1969) et par J.D.A. Piper (1972), est infirmée, en

ce qui concerne l'extrémité occidentale de l'Afrique de l'Ouest, par les conclusions de notre étude des séries 1 et 2.

Examinons maintenant les indications fournies par les dosages de bore et par la paléoécologie de la faune silurienne. Nous avons discuté de la validité du bore comme indicateur de paléosalinité : dans le cas du Silurien de l'Ouest africain, l'interprétation des faibles teneurs observées est délicate et le problème de la salinité de la mer silurienne reste, à notre avis, entier. Par ailleurs, selon les conclusions de W.B.N. Berry et A.J. Boucot (1967), la faune de l'Adrar, caractérisée par l'association Graptolites - Lamellibranches, se serait développée dans des eaux froides. Il convient cependant de se montrer prudent en adoptant les conclusions de cette étude : l'association Graptolites - Lamellibranches a été décrétée caractéristique de toute l'Afrique au Nord du golfe de Guinée à partir d'un seul exemple pris au Maroc. En Adrar, cette association n'est pas particulièrement nette.

Cette revue critique des arguments de R.W. Fairbridge (1969) montre que l'hypothèse d'un climat froid durant la totalité du Silurien ne repose sur aucun fait sérieux. On remarquera notamment l'absence totale de preuves directes qui, par exemple, pourraient être tirées d'une étude sédimentologique de coupes de terrain ou de carottes de sondage. Il semble imprudent de définir le climat du Silurien en ignorant ce qui se passe sur le continent dont l'évolution est pourtant, comme l'a souligné H. Erhart (1967), susceptible de donner de précieux renseignements paléoclimatiques.

La littérature géologique a longtemps colporté l'idée fausse selon laquelle les shales à Graptolites du Silurien seraient des dépôts pélagiques. A l'échelle de l'Afrique occidentale, il importe de ne pas renouveler un tel type d'erreur à propos du climat au Silurien. S'il est actuellement difficile de définir avec précision ce climat, il est par contre pratiquement sûr qu'il n'a pas été uniformément froid. La façon la plus rigoureuse et la plus honnête de résumer la question nous paraît être la suivante : *encadrés par les dépôts glaciaires de OS et la base du Dévonien à climat tropical humide ou équatorial, les shales à Graptolites siluriens de l'Oued Chig ont vu, au cours de leur sédimentation, s'affronter les influences de ces deux climats extrêmes.*

Si l'on accepte cette hypothèse, il subsiste une certaine contradiction entre les informations paléoclimatiques fournies par la mer et par le continent. Alors qu'en Adrar ce dernier est soumis à un climat fluctuant avec des épisodes agressifs, les caractéristiques de la mer paraissent invariables (constance du bore, basse température), encore qu'au Sahara central, R. Pelet et B. Tissot (1970) ont mis en évidence une évolution des caractéristiques géochimiques des sédiments au cours du Silurien. Ce décalage entre l'évolution du continent et de l'océan durant la période post-glaciaire a été constaté de la même façon au Quaternaire. L'océan apparaît comme un volant thermique régulateur (P. Bellair, 1966) susceptible de réduire et d'étaler les brutales variations du bilan calorifique de la terre. Ainsi l'étude sédimentologique et paléoclimatologique du Silurien de l'Adrar fournit de très intéressantes indications sur le problème mal connu des temps post-glaciaires.

Cette opposition entre un océan plutôt froid et un continent en moyenne tempéré à chaud est le facteur qui nous manquait dans la reconstitution de l'environnement favorable à la phosphatogenèse. Au Silurien moyen et supérieur, l'Adrar réunit les deux conditions principales qui, selon R.A. Gulbrandsen (1969), régissent la sédimentation phosphatée : mer peu profonde et froide au contact d'un continent chaud.

V - CORRELATIONS AVEC LES REGIONS VOISINES

1) Le bassin de Taoudeni

Le Silurien du bassin de Taoudeni a fait l'objet de nombreuses études souvent schématiques et ponctuelles dont les résultats sont disséminés dans un grand nombre de publications d'origine variée : *Geological Magazine*, publications de l'I.F.A.N., rapports inédits de la Direction fédérale des Mines et de la Géologie de l'A.O.F., etc. Nous allons essayer de faire le point pour les diverses régions du bassin où le Silurien affleure.

a) Le Tagant

Les premières indications sur le Silurien du Tagant ont été fournies par M. Nicklès (1947) à partir d'un échantillon recueilli en 1935 par F. Jacquet dans le massif de Charania qui sépare l'Adrar du Tagant et où ont été levées nos coupes 74 et 75. Cet échantillon renferme une faune de Graptolites du Gala-Tarannon où M. Nicklès distingue : *Monograptus turriculatus* Barrande, *Monograptus halli* Barrande, *Monograptus* cf. *runcinatus* Lapworth et une forme voisine de *Monograptus undulatus* Elles et Wood. Cette faune monotone, pauvre en espèces, contraste avec la richesse des faunes marocaines bien connues de M. Nicklès.

L'étude du Tagant a été reprise par J. Delpy [1967 (1961)] qui décrit plusieurs coupes de Siluro-Dévonien, mais où, malheureusement, le Silurien n'est que très rarement caractérisé par des faunes. Reposant sur sa formation 19, ou grès-quartzites d'El Moynan, équivalent de OS, le Siluro-Dévonien est subdivisé de bas en haut en trois formations :

- la formation 20 des grès d'Itilen (30 m)
- la formation 21 des argilites de Sharaniya ou Charania (20 m)
- la formation 22 des grès d'Akjat (30 m) qui représente le Dévonien.

La coupe d'Akjat (feuille au 1/200.000 Ksar el Barka), une des rares où le Silurien soit fossilifère, permet de préciser la stratigraphie exposée ci-dessus (J. Delpy, 1967, p. 58) :

- *les grès d'Itilen*, subdivisés en 7 niveaux, sont épais de 25 m environ et essentiellement formés de grès grossiers, assez ferrugineux, violines à blancs, avec des Scolithes à certains niveaux.

- *les argilites de Sharaniya*, épaisses de 6 m, sont feuilletées, avec quelques intercalations gréseuses parfois conglomératiques, et renferment une faune de Graptolites d'âge Llandovery - Tarannon avec *Monograptus nudus* Lapworth, *Monograptus sedgwicki* Portlock, ? *Monograptus* cf. *sandersoni* Lapworth, *Monograptus* e.g. *priodon* Bronn, *Monograptus* e.g. *uncinatus* Tullberg et *Glyptograptus tamariscus* Nicholson (déterminations du B.R.G.M. - SIG).

- *les grès d'Akjat*, grossiers, bariolés, blancs et mauves, avec probablement des Scolithes, en bancs métriques débités en blocs par des diaclases, sont épais d'une trentaine de mètres. Ils contiennent une faune appartenant probablement au Dévonien inférieur, avec des Aviculidés, des Spiriféridés et des cf. *Chonetes*, le tout indéterminable spécifiquement (déterminations D. Le Maître).

A l'extrémité sud-ouest du massif de Charania, à Touagil, J. Delpy (1967, p. 82) décrit la superposition suivante :

- à la base une vingtaine de mètres d'argiles mauves, grises, bleuâtres, à Graptolites du Ludlow

dont la liste n'est malheureusement pas donnée.

- dans la partie moyenne, des argilites en plaquettes avec cf. *Chonetes mediocostalis* KOZ. qui, selon D. Le Maître, est connu dans le Downtonien de Pologne.
- au sommet des grès variés à rattacher au Dévonien inférieur.

La présence de Downtonien dans le talus de shale situé immédiatement sous le Dévonien, si elle était confirmée par la découverte d'une faune plus complète, serait importante, car elle permettrait de supposer, à titre d'hypothèse, qu'en Adrar les parties moyenne et supérieure du membre supérieur peuvent être du Downtonien, voire du Gedinnien. Il convient donc d'être prudent quant à l'absence du Gédinnien sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni.

En résumé le Llandovery - Tarannon et peut-être le Ludlow seraient caractérisés dans le massif de Charania et au Tagant. Cependant ces données stratigraphiques ne peuvent être tenues pour sûres tant que l'ensemble des faunes de Graptolites et de Brachiopodes du Tagant ne sera pas revu. D'autre part, il faut rappeler que, selon J. Delpy (1959e), sur le plateau de Bou Sefiya (ou Bou Safia), la transgression des grès d'Itilen s'est faite sur un substratum irrégulier, constitué par les grès-quartzites d'El Moynan, ce qui explique que, localement, la transgression ne débute qu'avec les argiles de Sharaniya, les grès d'Itilen manquant.

Les coupes 74 et 75 (fig. 180), levées sur le flanc nord-ouest du massif de Charania, nous permettent de préciser la stratigraphie voisine du Silurien du Tagant. Dans ces deux coupes, le Silurien, constitué de deux falaises, présente des affinités avec celui de la zone des synclinaux sud-est (fig. 181). La falaise inférieure est l'équivalent du membre inférieur de l'Adrar ; elle semble s'amincir vers le NW. La falaise supérieure, qui renferme à sa base des Graptolites du Wenlock inférieur, est l'équivalent soit du seul membre moyen, soit des membres moyen et supérieur. Si le Ludlow signalé par J. Delpy (1967) à Touagil, situé à une trentaine de kilomètres au SW des coupes 74 et 75, n'a pas été retrouvé, par contre le Wenlock est signalé pour la première fois dans cette région.

b) Le Hodh

Le Silurien y est connu : dans les environs du puits d'Aratane et à 25 km à l'Est dans le massif d'Imedel el Akhdhar où les affleurements sont ponctuels ; dans la région d'El Glat et du massif d'Enji-Kedama, situé à environ 35 km au SE d'Imedel el Akhdhar, où, par contre, les shales fissiles du Silurien affleurent très largement.

Les seules informations paléontologiques que l'on possède sur le Silurien du Hodh sont les déterminations de M. Nicklès (1947) à partir de deux échantillons récoltés par F. Jacquet en 1937 entre Tichit et Oualata. Le premier, récolté à Emdel Lakhdar (Imedel el Akhdhar sur la carte au 1/200.000 Aratane), a livré de nombreux fragments de *Diplograptus (Mesograptus) magnus* Lapworth. Le second, récolté à El Glat, renferme de nombreux *Climacograptus medius* Törnquist ou du moins des formes voisines, ainsi que des *Climacograptus tornquisti* Elles et Wood. Ces deux faunules caractérisent le Llandovery.

Le "Siluro-Dévonien" des environs du puits d'Aratane a été décrit par Th. Monod (1952 b et 1958) et J. Delpy [1967 (1961), p. 71]. Les shales à Graptolites n'ont pas été retrouvés. Sur des grès-quartzites bariolés, à débit moruloïde, assimilés au O_4 ou OS par Th. Monod (1958), reposent 30 à 40 m de grès tendres, à *Aratanea monodi* (H. Schmidt, 1967) qui pourraient être un équivalent des grès d'Aïoun Lebgar (G_1), puis une quarantaine de mètres de grès feuilletés argileux roses et mauves.

Le Silurien de la région d'El Glat et du massif d'Enji-Kedama a été étudié par J. Marchand (1954) et Th. Monod (1952 b et 1958). Au toit des grès du Dhar, probablement ordoviciens, J. Marchand (1954) individualise une formation schisto-gréseuse dite de Kedama qu'il rattache au Siluro-Dévonien, bien qu'aucun fossile n'y ait été récolté. Th. Monod (1952 b et 1958) donne une description schématique des coupes d'El Glat et d'Imedel el Akhdhar avec de haut en bas :

- des grès-quartzites à galets de quartz qui pourraient représenter la base du Dévonien ;
- des shales fissiles à Graptolites malheureusement non déterminés ;
- une trentaine de mètres de grès argileux qui peuvent être rapprochés des grès fossilifères d'Aratane.

Il est difficile de synthétiser ces données ponctuelles et souvent schématiques. Toutefois les observations faites en 1970 avec M. Deynoux, au cours d'une courte mission de reconnaissance, confirment la présence de Llandovery là où il a été découvert par F. Jacquet et décrit par M. Nicklès (1947). Le Dévonien n'a pu être nulle part caractérisé paléontologiquement. Une étude de détail reste à faire dans cette région où la lithostratigraphie du Silurien semble varier latéralement très rapidement. Comme dans certaines coupes de l'Adrar, la présence probable de niveaux gréseux à la base du Silurien fait qu'il est difficile de placer une limite nette entre la série glaciaire de la fin de l'Ordovicien (OS) et les shales à Graptolites (S).

c) Le Hank

Th. Monod (1952 b, p. 69) a signalé la présence de Silurien à 20 km au Sud de Tinioulig sur la feuille au 1/200.000 Mejahouda où il forme une falaise d'une vingtaine de mètres de shales à Graptolites surmontés par des calcaires hamadiens bleus, mauves et blancs à silex. La faune de ces shales n'a jamais été décrite.

J.R. Villemur (1967), dans son étude du Nord du bassin de Taoudeni qui englobe la feuille au 1/200.000 Mejahouda, n'a pas retrouvé ce Silurien. Au contraire, à l'Oglat el Zerem, à environ 90 km à l'Est de Tinioulig, les grès et quartzites fins, parfois ferrugineux, à *Paraspirifer cultrijugatus*, du Couvinien inférieur, reposent *directement* sur les grès de l'Erg Chech dont le sommet est l'équivalent de la formation d'Abteïlli en Adrar.

L'étude de la zone de Tinioulig - Mejahouda, reprise par J. Marchand, R. Trompette et J. Sougy (1972), a permis de préciser l'extension du Silurien. Celui-ci est bien représenté par une vingtaine de mètres de shales gris bleu, à passées rougeâtres et à nombreux *Climacograptus* qui caractérisent, probablement, le Llandovery (déterminations en cours). Il se suit sur une cinquantaine de kilomètres de part et d'autre de la zone de Tinioulig - Mejahouda. Au NE comme au SW il disparaît et le Dévonien vient reposer directement sur les grès glaciaires de la fin de l'Ordovicien.

d) La Guinée

Le Silurien de Guinée est connu depuis fort longtemps. Dès 1918, J.-H. Sinclair décrivait à 12 km au Sud-Ouest de Télimélé, aux sources de la rivière Samarkou, des shales à débris de *Monograptus priodon* et à fragments indéterminables de Trilobites, reposant en concordance sur des grès blancs dont on peut penser qu'ils sont l'équivalent de la formation d'Abteïlli. L'âge de ces shales a été précisé par G. Lecointre et R. Lemoine (*in* J.-P. Bassot, 1966) et par J.-H. Sinclair (1928), qui signalent, à côté de *Monograptus priodon*, *Monograptus riccartonensis* et *Retiolites*

(Gladiograptus) geinitzianus. Cette faune caractérise la base du Wenlock.

Le Silurien, inconnu à l'affleurement sur les territoires du Mali et du Sénégal, mais connu dans des sondages pétroliers du Sud du Sénégal, réapparaît donc en Guinée où il est coiffé par les grès et grès-quartzites du Dévonien. Ces formations et les grès blancs de Banharé, Dombiagui et Badiar (J.-P. Bassot, 1966), équivalents probables de la formation d'Abteïlli, dessinent un large synclinal appelé synclinal bowé.

2) Le Zemmour (bordure sud-ouest du bassin de Tindouf, Mauritanie septentrionale)

Le Silurien du Zemmour, épais de 80 à 90 m, a été décrit en détail par J. Sougy [1964 (1961)]. Par rapport au Silurien de l'Adrar, il se différencie par l'abondance des calcaires qui constituent 5 des 9 niveaux individualisés (tabl. XLIV), et par une plus grande richesse en faunes coquillères (Gastéropodes, Lamellibranches, Polypiers, Crinoïdes et Céphalopodes).

Etage et niveau		Faciès
Lochkovien pro-parte	24	Schistes argileux noirs à *Avicula glabra* et à *Monograptus uniformis*
Ludlow	23	Calcaires à lobolithes de *Scyphocrinus elegans*, à *Panenka bohemica* et à *Platyceras anquis*
	22	Schistes argileux, gypseux, à nodules calcaires, à *Rhombopteria* cf. *mira* (= *Avicula* cf. *scala*)
	21	Encrinite bleu noir fétide à débris de *Scyphocrinus elegans* et à *Orthoceras* cf. *bohemicum*
Wenlock	20	Calcaires bleu noir fétides à Orthocères, à *Cardiola interrupta*
	19	Argiles gypsifères, sulfates et ocres, azoïques
	18	Calcaires bleu noir fétides à Orthocères, à *Monograptus priodon* et *Camarotoechia* sp. e.g. *borealis*
	17	Calcaires gypseux argileux à *Retzia baylei* *Camarotoechia* sp. e.g. *nucula* et *Cornulites*
Llandovery moy. et sup.	16	Schistes argileux noirs à *Monograptus triangulatus*, *M. lobiferus*, *Rastrites peregrinus* et *Petalograptus palmeus*

Tableau XLIV : Log stratigraphique synthétique du Silurien du Zemmour d'après J. Sougy (1964, p. 255 modifié).

Cependant si l'on adopte la limite Silurien-Dévonien proposée ces dernières années, le niveau 24 à *Avicula glabra* et *Monograptus uniformis* se trouve placé dans le Dévonien. Le Silurien du Zemmour ne comprend plus alors que 8 niveaux.

Dans les niveaux argileux, l'illite représente environ 85 % de la phase argileuse ; elle y est associée à de la chlorite et de la kaolinite. La kaolinite apparaît volontiers comme liée aux shales noirs et aux shales ferrugineux et gypseux, c'est-à-dire aux milieux réducteurs et anaérobies. On remarquera le faible pourcentage de kaolinite, malgré la proximité du socle précambrien de la dorsale Reguibat.

Les ocres du niveau 19 (tabl. XLIV), associées à des gypses et des calcaires gypseux, sont des faciès proches de ceux qui en Adrar jalonnent la limite entre les membres moyen et supérieur. Au Zemmour (J. Sougy, 1964, p. 233), ces ocres sont constituées de quartz de diamètre inférieur à 15 μ, de muscovite, de goethite et d'argiles identiques à celles des shales encaissants, avec parfois un peu de gypse. Dans les niveaux gypseux, les analyses aux R.X ont mis en évidence de faibles quantités d'anhydrite, d'epsomite et d'alunite. Il existe donc une certaine affinité pétrographique entre les ocres du Zemmour et de l'Adrar ; ces dernières, cependant, renferment assez souvent des phosphates, qui n'ont pas été signalés au Zemmour.

La signification de ces dépôts d'ocres et de gypse a été discutée par J. Sougy qui hésite entre une origine primaire (sédimentation dans de grandes vasières ou formation dans des vases par précipitation directe du gypse ou bien par oxydation diagénétique précoce de sulfures) et une origine secondaire par oxydation superficielle de la pyrite des shales, transformée en sulfate de fer qui, en présence de calcaire, peut donner du gypse. Au terme d'une argumentation serrée cet auteur, sans prendre parti, penche plutôt en faveur d'une origine secondaire.

Les sédiments siluriens du Zemmour se seraient donc déposés dans un milieu calme et réducteur, plus ou moins isolé de la haute mer. L'apport terrigène était faible et presque uniquement argileux. Par contre la phase chimique (soufre, fer, calcium, magnésium, potassium) et la phase organique jouaient un rôle essentiel.

Si nous comparons les formations siluriennes de l'Adrar et du Zemmour, nous constatons que l'environnement sédimentologique semble assez voisin. Dans les deux cas la mer est peu profonde ; le continent très aplani fournit des détritiques fins et des impondérables (période de biostasie) et notamment au Zemmour du soufre et du calcium. Dans un tel contexte, il ne faut pas rejeter l'hypothèse d'une possible origine primaire du gypse et ce d'autant plus qu'en Adrar les ocres, associées à des phosphates de fer, paraissent bien être l'indice d'une émersion et d'une évolution continentale sous climat sub-aride.

Du point de vue chronostratigraphique, il n'est pas impossible que les ocres de l'Adrar et les ocres et gypses du Zemmour soient contemporains. Au Zemmour ces formations seraient d'âge Wenlock (tabl. XLIV), tandis qu'en Adrar elles se situeraient entre le Wenlock supérieur et le Ludlow $e\beta_1$. Mais dans les deux cas ces âges sont approximatifs. Ils pourraient donc correspondre à un même phénomène climatique.

Le Silurien type Zemmour se poursuit au SSW du Zemmour sur le territoire du Rio de Oro où il apparaît sous les nappes des Mauritanides (J. Sougy, 1962 a et G. Bronner et J. Sougy, 1969). Il est en particulier bien visible au Sud-Ouest d'Aoucert où il est représenté par des shales et des calcaires fétides bleu noir à débris d'Orthocères et de Crinoïdes, localement coiffés par le Dévonien inférieur gréso-calcaire. Le Silurien, comme le Dévonien, ont des faciès très voisins de leurs homologues du Zemmour ; mais ils sont souvent bréchiques voire mylonitiques, du fait de la proximité de l'allochtone qui les chevauche.

3) La bordure sud du bassin de Tindouf à l'Est du Zemmour

De la longitude de Tindouf à l'Ouest à celle de Bou Bernous à l'Est, le Silurien est relativement homogène. Il repose soit sur des grès ordoviciens, soit directement sur le socle. Il débute le plus souvent (P. Gévin, 1960) par des argilites papyracées à Graptolites couronnées par une dalle calcaire à *Monograptus priodon*, équivalent probable du niveau 18 du Silurien du Zemmour (tabl. XLIV). Il est généralement coiffé par des grès argileux ou des argiles silteuses ou finement gréseuses azoïques dont une partie représente peut être le Lochkovien. L'épaisseur totale du Silurien varie de 0 à un peu moins de 200 m.

Le Dévonien transgressif peut localement reposer directement sur les grès ordoviciens comme dans le Hank, et même sur le socle ; il débute dans toutes les coupes décrites par P. Gévin par un conglomérat ferrugineux.

La tranche de terrain paléontologiquement datée va du Llandovery moyen au Wenlock supérieur. A l'Ouest, à proximité de la piste impériale joignant Fort Trinquet à Tindouf, la transgression débute au Tarannon, tandis qu'à l'Est, dans la région de Bou Bernous, elle est plus précoce puisque datée du Llandovery moyen. Pour P. Gévin (1960) le berceau de cette mer silurienne se situerait au Nord de la bordure méridionale du bassin de Tindouf, dans le Sud du Maroc à la limite entre le bouclier ouest africain et l'actuelle Berbérie.

4) Le Sud marocain

Il est actuellement difficile de donner une idée du Silurien marocain et ceci pour deux raisons principales :

- absence de publications synthétiques ;
- ancienneté de la plupart des descriptions de coupes, qui, de ce fait, ne tiennent pas compte des dernières modifications apportées à la limite Silurien - Dévonien.

Nous analyserons rapidement le Silurien de la vallée du Dra (coupe d'Aïn Deliouine), puis celui du Tafilalet.

a) *A Aïn Deliouine*, le Silurien est épais d'environ 500 m et comprend de bas en haut le Valentien, le Wenlock et le Ludlow (H. Hollard et P. Jacquemont, 1956) :

- le *Valentien* (Llandovery + Tarannon) épais de 200 m est formé de shales ; le Llandovery inférieur y est caractérisé paléontologiquement.

- le *Wenlock*, épais de 100 à 150 m, est constitué de shales à mouchetures d'hématite et à miches calcaires qui, en s'accolant, peuvent former de véritables bancs.

- le *Ludlow*, essentiellement argileux, est épais d'environ 200 m si on admet que la dalle à *Scyphocrinites* en représente bien la partie terminale. Il est coiffé par le Lochkovien également argileux.

Le Silurien de la vallée du Dra, notamment le Llandovery et le Ludlow, est donc très épais.

b) *Dans le Tafilalet* les coupes de Tizi Ambed et du Jbel Bou Legroun (J. Destombes et H. Hollard, *in* J. Margat, 1952) et celle de l'Hamar Lagdad (H. Jaeger et D. Massa, 1965) permettent

de se faire une bonne idée du Silurien de la région d'Erfoud. Il comprend de bas en haut quatre termes :

- le *Llandovery*, épais de 90 m, comporte (J. Destombes, H. Hollard et S. Willefert, 1959) un Llandovery inférieur formé de shales porcelanés et un Llandovery moyen-supérieur plus gréseux.

- le *Tarannon* voit apparaître les faciès habituels du Silurien : shales et calcaires bleu noir. Epais de 10 à plus de 100 m, il renferme localement des lentilles de minerai de fer oolithique et des lentilles de natro-alunite (J. Destombes et J. Lucas, 1956). Le Tarannon peut reposer directement sur les grès glaciaires ordoviciens.

- le *Wenlock*, soit absent, soit très mince (moins de 10 m), peut reposer lui aussi directement sur l'Ordovicien glaciaire (H. Jaeger et D. Massa, 1965). Il est constitué d'une alternance de shales et de calcaires.

- le *Ludlow*, épais d'une cinquantaine de mètres, comprend deux niveaux calcaires encadrant des shales. Le niveau calcaire supérieur à *Scyphocrinites* est surmonté par des shales du Lochkovien à *Monograptus hercynicus* (H. Hollard,et S. Willefert, 1961).

Dans le Tafilalet, les épaisseurs du Silurien varient de 60 m (coupe de l'Hamar Lagdad) à un peu plus de 200 m. Elles sont nettement inférieures à celles enregistrées dans la vallée du Dra.

5) Les confins algéro-marocains et les chaînes d'Ougarta

A une cinquantaine de kilomètres au Nord-Est de Colomb-Béchar, le Silurien n'est plus représenté que par le Ludlow épais de 100 à 200 m et essentiellement argileux avec, localement, une mince sole de Wenlock (H. Jaeger et D. Massa, 1965). Par contre, dans les chaînes d'Ougarta à une cinquantaine de kilomètres au Sud de Beni Abbès, le Silurien, ou formation de l'Oued Ali (A. Poueyto, 1952 ; Ph. Legrand, 1961 et 1966 ; H. Jaeger et D. Massa, 1965), toujours formé de Ludlow épais et de Wenlock très minces, avoisine 600 m d'épaisseur ; il est essentiellement argileux avec quelques intercalations calcaires. Au-dessus, la formation de Zeimlet, essentiellement calcaire, renferme des *Monograptus uniformis* qui marquent la base du Lochkovien.

6) Le Sahara central

Si au Sahara central les données sont nombreuses sur le "Cambro-Ordovicien" et particulièrement sur l'unité IV glaciaire, il n'en est plus de même pour le Silurien qui n'a fait l'objet que de rares publications.

Dans le bassin de Reggane (extrémité occidentale de l'Ahnet), l'étude de deux coupes de terrain et de 8 forages ont permis à M.-L. Remack-Petitot (1960) de proposer une série stratigraphique du Silurien qui s'épaissit nettement du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est. La coupe la plus complète est celle de Foum Hassi Taïbine, proche de Reggane. Le Silurien y est épais d'environ 450 m et comprend de bas en haut :

- le Llandovery moyen-supérieur argileux, épais de 100 m,
- le Tarannon formé de shales silteux et épais de 200 m,
- le Wenlock mince (25 m),
- le Ludlow, épais de 125 m, surmonté par 200 m de grès azoïques qui peuvent être encore du Ludlow ou bien déjà du Lochkovien.

A 150 km au SSW de cette coupe, le Silurien est nettement plus mince (200 m environ). Il comprend 150 m de Llandovery et 25 à 50 m de Tarannon couronné par 200 m de shales dont l'âge est inconnu.

Plus à l'Est, sur le Tassili des Ajjers, les travaux de M.-L. Remack-Petitot (1960), complétés par ceux de P. Dubois et P. Mazelet (1964), permettent de suivre le lent amincissement du Silurien d'Ouest en Est, c'est-à-dire depuis Amguid (400 à 350 m d'épaisseur) jusqu'à Fort Tarat à la frontière algéro-libyenne (300 à 350 m). Dans la zone occidentale, là où il est le plus développé, le Silurien comprend un Llandovery moyen-supérieur épais de 300 à 350 m, un Tarannon de 20 à 30 m, une cinquantaine de mètres de shales d'âge inconnu et un Ludlow épais de 30 à 40 m. Il est surmonté par la formation argilo-gréseuse d'Atafaïtafa qui a livré localement quelques *Monograptus hercynicus* caractérisant le Lochkovien.

7) Conclusions

Les données publiées sur le Silurien d'Afrique occidentale sont rares, et le plus souvent consacrées à l'établissement d'une chronostratigraphie basée sur les faunes de Graptolites. A l'exception du Zemmour, on ne possède aucune description sédimentologique détaillée. La monotonie de cette sédimentation, à dominante argileuse, semble avoir rebuté les géologues. Pourtant, en ce qui concerne la partie la plus occidentale de l'Afrique de l'Ouest (Adrar de Mauritanie, Zemmour), la monotonie n'est qu'apparente, la sédimentation silurienne est complexe, variée, et pose de nombreux problèmes sédimentologiques encore mal résolus.

L'image d'un vaste plan incliné, dont la zone haute se situe aux environs du golfe de Guinée, suggérée par S. Beuf, B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971) pour l'Ordovicien de l'Ouest africain, reste en gros encore valable au Silurien. Cependant l'examen séparé de chaque étage sur l'ensemble de la plate-forme ouest-africaine permet de nuancer cette représentation.

La transgression silurienne débute au Llandovery *inférieur* en certains points de l'Anti-Atlas. Partout ailleurs c'est le Llandovery inférieur-moyen ou moyen-supérieur qui repose sur les grès glaciaires de la fin de l'Ordovicien. Originaire du Nord-Ouest, la transgression silurienne a donc envahi progressivement la plate-forme silurienne, n'atteignant les régions les plus centrales qu'assez tardivement. Le continent, qui se situe au Sud, est annoncé par les faciès gréseux et peu épais rencontrés en Adrar, au Tagant et dans le Hodh.

Les plus fortes épaisseurs de Llandovery et de Gala-Tarannon s'alignent curieusement selon un axe WNW-ESE joignant la vallée du Dra (Maroc) au Tassili des Ajjers (Algérie), où Llandovery plus Tarannon dépassent 300 m d'épaisseur. L'absence de Llandovery - Tarannon dans les chaînes d'Ougarta est surprenante étant donné leur position très septentrionale. Si l'on excepte cette zone, où l'absence de Llandovery - Tarannon a probablement des causes locales, on constate que les plus fortes épaisseurs se situent bien au Nord de la dalle ouest-africaine.

Le Wenlock est peu épais, quelques dizaines de mètres, et mal caractérisé ; seule la vallée du Dra fait exception. Il correspond probablement à une période de régression, la mer se retirant au NW et au NNW. En Adrar de Mauritanie, dans la zone tabulaire, le Wenlock est, toutes proportions gardées, bien développé ; c'est une des originalités du Silurien de l'Adrar.

Le Ludlow est particulièrement épais dans l'Anti-Atlas, les chaînes d'Ougarta et le bassin de Reggane. Il marque un retour de la mer silurienne qui cependant reste, semble-t-il, en

deça des limites de la transgression du Llandovery, et se localise franchement au NW du craton ouest africain (Sud marocain et chaînes d'Ougarta).

Ces données sur la sédimentation silurienne restent très schématiques puisque uniquement basées sur les épaisseurs. Il faudrait leur adjoindre des renseignements d'ordre sédimentologique qui permettraient, entre autre, la mise en évidence des zones émergées où l'érosion a pu décaper tout ou partie des formations siluriennes, en particulier le Ludlow. Elles montrent cependant, qu'au cours du Silurien, des mouvements de bascule de la plate-forme ouest-africaine ont légèrement modifié la configuration générale du bassin de sédimentation. L'étude détaillée du Silurien de l'Adrar nous avait montré une sédimentation complexe, variable dans l'espace et dans le temps. De même, à l'échelle de l'Ouest africain, des réajustements, probablement épirogéniques, viennent compliquer l'image simple d'une dalle doucement inclinée vers le Nord.

Chapitre IV

CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA SÉRIE 3

1) L'échelle stratigraphique

La série 3 est, en Adrar de Mauritanie, constituée de deux ensembles lithologiquement très différents : la formation d'Abteïlli (OS) et la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig (S). La formation d'Abteïlli, en grande partie d'origine glaciaire, est essentiellement gréseuse et mal stratifiée, tandis que la phase argileuse est prépondérante dans les shales à Graptolites de l'Oued Chig par ailleurs bien stratifiés.

Du point de vue pétrographique, la coupure proposée par Th. Monod (1952) entre O_4 (OS), qui constituerait le sommet de l'Ordovicien gréseux, et S, se justifie. OS présente en effet des affinités avec les grès des Plateaux d'Oujeft, alors qu'il diffère très nettement de S. Cependant la coupure majeure reste la discordance de ravinement d'origine glaciaire de la base de la formation d'Abteïlli qui sépare séries 2 et 3.

Les principales données stratigraphiques sont consignées dans le tableau XLV. La stratigraphie de la formation d'Abteïlli est simple mais incertaine sur quelques points. Elle reste cependant moins simple que celle proposée par Th. Monod (1952) qui définissait O_4, équivalent de OS, comme un ensemble homogène de grès-quartzites massifs, à débit monumental. La discordance de ravinement basale n'est que rarement visible ; le plus souvent il y a apparente concordance entre le sommet du groupe des Plateaux d'Oujeft et OS. Il en est de même pour la discordance de ravinement interne, à la base des eskers, difficile à mettre en évidence et qui n'est peut-être pas la seule (4 discordances mises en évidence au Tagant).

Une des principales caractéristiques de la formation d'Abteïlli, en Adrar, est la présence d'un très important épisode d'eskers qui se situe à la partie supérieure de OS. Certains de ces eskers, comme Zerga, peuvent atteindre la taille des plus gros eskers quaternaires connus.

La formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig S a été subdivisée en trois membres lithostratigraphiques qui, très nets dans l'Adrar tabulaire, se retrouvent plus ou moins aisément dans la totalité des coupes étudiées. La faune permet, pour la première fois depuis la base de la série, d'établir une chronostratigraphie relativement précise : le membre inférieur est d'âge Llandovery ; la base du membre moyen est Gala-Tarannon et Wenlock, tandis que son sommet azoïque est d'âge inconnu ; le membre supérieur est Ludlow $e\beta_1$ à sa base, alors que sa partie supérieure peut représenter soit le sommet de $e\beta_1$, soit le Ludlow $e\beta_2$, soit le Lochkovien, soit le Gédinnien, soit encore plusieurs de ces termes. Cependant, vu sa très faible épaisseur, il est probable qu'il ne représente qu'une fraction de l'intervalle Ludlow $e\beta_1$ - Gédinnien dont la plus grande partie manque, soit parce que érodée avant le dépôt des grès dévoniens, soit parce qu'il y a lacune

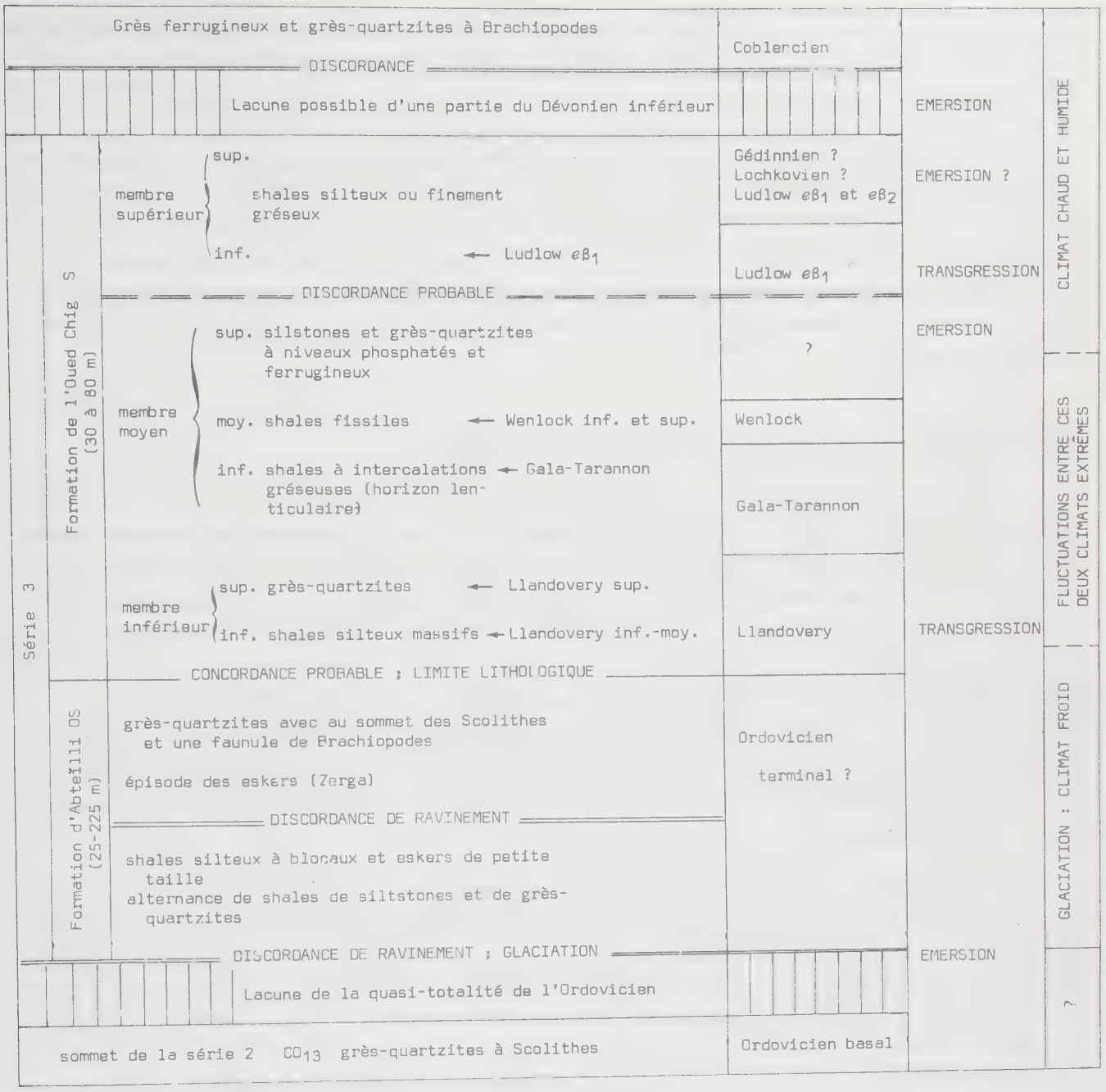


Tableau XLV : Principales données stratigraphiques et paléoclimatologiques sur la série 3 en Adrar de Mauritanie.

d'une partie de ces terrains (émersion de l'Adrar). Bien qu'incomplète cette chronostratigraphie du Silurien de l'Adrar est différente de celle de Th. Monod (1952), qui s'appuyait sur un trop petit nombre de déterminations paléontologiques.

La formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig est un bel exemple de série condensée. Toutes les subdivisions du Silurien ont pu y être identifiées et ceci malgré la très faible épaisseur de S. Ce fait est à souligner car, bien que souvent plus épais, le Silurien d'Afrique de l'Ouest est fréquemment incomplet. Il faut aussi noter que le Wenlock est bien caractérisé en Adrar alors qu'en général, en Afrique occidentale, il est très mince et peu ou pas fossilifère. Enfin comme en de nombreuses régions du globe, la transgression silurienne débute au Llandovery inférieur-moyen.

2) Les conditions de sédimentation et la paléoclimatologie

C'est un des aspects les plus intéressants et pourtant le moins travaillé de l'étude du Silurien en Afrique de l'Ouest. La formation d'Abteïlli OS est caractérisée, au moins en partie, par une sédimentation glaciaire, de type inlandsis, assez particulière. En effet OS est pratiquement dépourvu de dépôts grossiers de type morainique (pas de galets striés ou impressionnés) et ne montre aucun plancher strié, aucune surface moutonnée. Autant dire que la formation d'Abteïlli ne possède aucune des principales caractéristiques des formations glaciaires (cf. p. 441). Il s'agit d'une formation détritique où dominent les grès fins à moyens, généralement bien classés, dont une partie est modelée en eskers qui sont d'ailleurs les seuls éléments d'origine glaciaire incontestable. Ces particularités s'expliquent par l'existence d'un important épisode d'altération continentale précédant la glaciation et par la nature uniquement gréseuse du substratum recouvert par l'inlandsis.

L'orientation des eskers et leurs relations géométriques avec le substratum (Zerga) permettent de situer, à titre d'hypothèse, le coeur de la glaciation à l'ESE de l'Adrar. Ceci paraît confirmé par les quelques observations faites dans le Hodh. Cependant les principales caractéristiques de l'inlandsis de la fin de l'Ordovicien ne se dégageront que d'une étude de l'ensemble des dépôts glaciaires du bouclier saharien.

Avec la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig S, les caractéristiques de la sédimentation changent. La transgression de la mer silurienne, probablement liée à la fonte de la calotte glaciaire de la fin de l'Ordovicien (J. Sougy et J.-P. Lécorché, 1963a), empiète sur la bordure du continent aplani. Dans cette mer peu profonde, sorte de vaste plate-forme épicontinentale, se sédimentent surtout des argiles qui proviennent probablement en majorité du remaniement et du recyclage de la fraction fine des dépôts glaciaires continentaux de OS. La série est condensée avec probablement une ou plusieurs courtes émersions. Dans cette sédimentation, où dominent les détritiques fins, argiles (kaolinite et illite), silts et sables fins à très fins, le fer et le phosphore viennent jouer pour la première fois un rôle appréciable, alors que dans la plupart des autres régions de l'Ouest africain ils attendront le Dévonien pour se manifester.

Dans l'essai de reconstitution de la paléoclimatologie du Silurien sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, l'influence continentale se fait par moment très nettement sentir. Grossièrement on peut situer le continent au SSE tandis que la mer est au Nord. Les faunes semblent indiquer une mer froide durant la majeure partie du Silurien, alors que le continent est

partagé entre les influences de deux climats extrêmes. Le début des temps siluriens reste sous l'influence de la glaciation de la fin de l'Ordovicien, tandis que la fin est caractérisée par un climat chaud et humide qui se développe au Dévonien inférieur (tabl. XLV). La paléoclimatologie du Silurien est donc sous la dépendance de cet affrontement entre la fin d'un climat glaciaire et le début d'un climat chaud et humide. C'est une période de transition qui semble marquée par plusieurs oscillations climatiques.

La mer, refroidie par la fonte de la calotte glaciaire de la fin de l'Ordovicien, présente une grande inertie et ne se réchauffe que très lentement. Ce contraste entre un continent chaud et une mer froide serait une des principales causes de la phosphatogenèse.

3) La série 3 en Afrique occidentale

Découverte voici une dizaine d'années, la glaciation fini-ordovicienne reste actuellement insuffisamment connue. Or ce n'est qu'une étude à l'échelle de toute l'Afrique occidentale et des régions limitrophes qui permettra de reconstituer l'histoire approximative de cette glaciation. A l'échelle de l'Adrar, la stratigraphie de la formation d'Abteïlli semble plus simple que celle de ses homologues des régions voisines. Ainsi, au Tagant, au Zemmour et dans le Hodh, plusieurs pulsations de l'inlandsis s'inscrivent dans la sédimentation.

La nouvelle stratigraphie proposée pour les shales à Graptolites de l'Oued Chig rapproche sensiblement le Silurien de l'Adrar de celui des régions avoisinantes. Il s'en distingue cependant par sa faible épaisseur, son caractère plus gréseux, par l'absence de calcaire excepté dans la coupe 73 de Heneïkat-Dhloat el Mouilah, et par la présence de niveaux ferrugineux et phosphatés.

D'une façon générale, en Afrique de l'Ouest, le Silurien a surtout été étudié d'un point de vue chronostratigraphique. Il n'a fait l'objet que de rares études sédimentologiques détaillées et que de très rares essais de reconstitution paléoclimatologique. Dans ces conditions notre tentative pour retracer l'environnement du Silurien sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni est loin d'épuiser la question. Il reste notamment à préciser des problèmes de détail comme l'origine des ocres, du gypse, des phosphates de fer, mais aussi des problèmes aussi fondamentaux que celui de l'origine de la masse des argiles siluriennes. Ces argiles détritiques, livrées par le continent, proviennent probablement du remaniement des formations continentales de OS. Dans cette hypothèse, l'inlandsis interviendrait non seulement comme un agent de stockage, mais aussi comme agent de triage en isolant une fraction granulométrique particulière.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Nous reprendrons les deux thèmes développés dans ce travail en résumant d'abord dans un tableau schématique (Tabl. XLVI) les principales données stratigraphiques. Puis, dans un second paragraphe, nous tenterons d'évoquer plus longuement l'aspect sédimentologique et paléoclimatique en reconstituant les principaux milieux de sédimentation de l'Adrar au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur.

A - DONNEES STRATIGRAPHIQUES

La succession stratigraphique de l'Adrar de Mauritanie (tabl. XLVI) a été subdivisée en un certain nombre de séries* , groupes et formations. Les limites entre ces unités, pour la plupart lithostratigraphiques, sont soit des discordances soit, moins fréquemment, de simples discontinuités lithologiques.

Une hiérarchisation a été faite au sein de ces discordances. Quatre d'entre elles, celles qui individualisent les séries 1, 2 et 3, ont été privilégiées. Ce choix s'appuie sur la grande extension de ces quatre discordances qui se retrouvent en plusieurs points du bassin de Taoudeni et même, pour certaines d'entre elles, dans d'autres bassins d'Afrique de l'Ouest. Cependant, actuellement, seules les grandes lignes de la géologie de l'Ouest africain sont connues et un tel choix est nécessairement un peu arbitraire. C'est ainsi que certaines discordances, situées par exemple au sein de la série 1, ont, elles aussi, une large extension. Il s'en suit qu'on peut très bien envisager d'autres possibilités de subdivision de la série stratigraphique basées sur une appréciation différente de l'importance des diverses discordances.

La série 1, rattachée au Précambrien supérieur, épaisse d'environ 1450 m, est subdivisée en quatre groupes discordants ; deux de ces discordances sont peut-être d'origine glaciaire. Les deux groupes médians sont caractérisés par une sédimentation carbonatée dolomitique ou calcaréo-dolomitique à Stromatolites. Les Stromatolites, très abondants, sont surtout des formes en colonnes associées, à la base, à quelques *Conophyton* et *Jacutophyton* ; ils sont très voisins de ceux du Riphéen supérieur d'U.R.S.S. (J. Bertrand-Sarfati et M.E. Raaben, 1970). Le Précambrien supérieur de l'Adrar de Mauritanie est probablement l'une des plus belles séries à Stromatolites du monde. L'épaisseur du groupe supérieur de l'Assabet el Hassiane, plus ou moins intensément érodé avant le dépôt de la série 2, est très variable.

La série 2, discordante sur la série 1, comprend à la base un groupe essentiellement formé de dépôts glaciaires et rattaché, à titre d'hypothèse, à la partie terminale du Précambrien supérieur. Les parties moyenne et supérieure sont gréseuses, continentales (faciès rouges) et marines (dépôts à Scolithes), avec au sommet deux faunules de Brachiopodes indiquant la limite Cambrien-Ordovicien (Ph. Legrand, 1967 et 1969).

---

* Le terme de série désigne dans ce mémoire des *unités lithostratigraphiques* : c'est un ensemble de groupes ou de formations. Cependant la sous-commission internationale de Stratigraphie, qui étudie les problèmes de nomenclature stratigraphique, a proposé postérieurement (H.D. Hedberg, 1972 a et b) de réserver le terme de série pour certaines *unités chronostratigraphiques* (série du Ludlow).

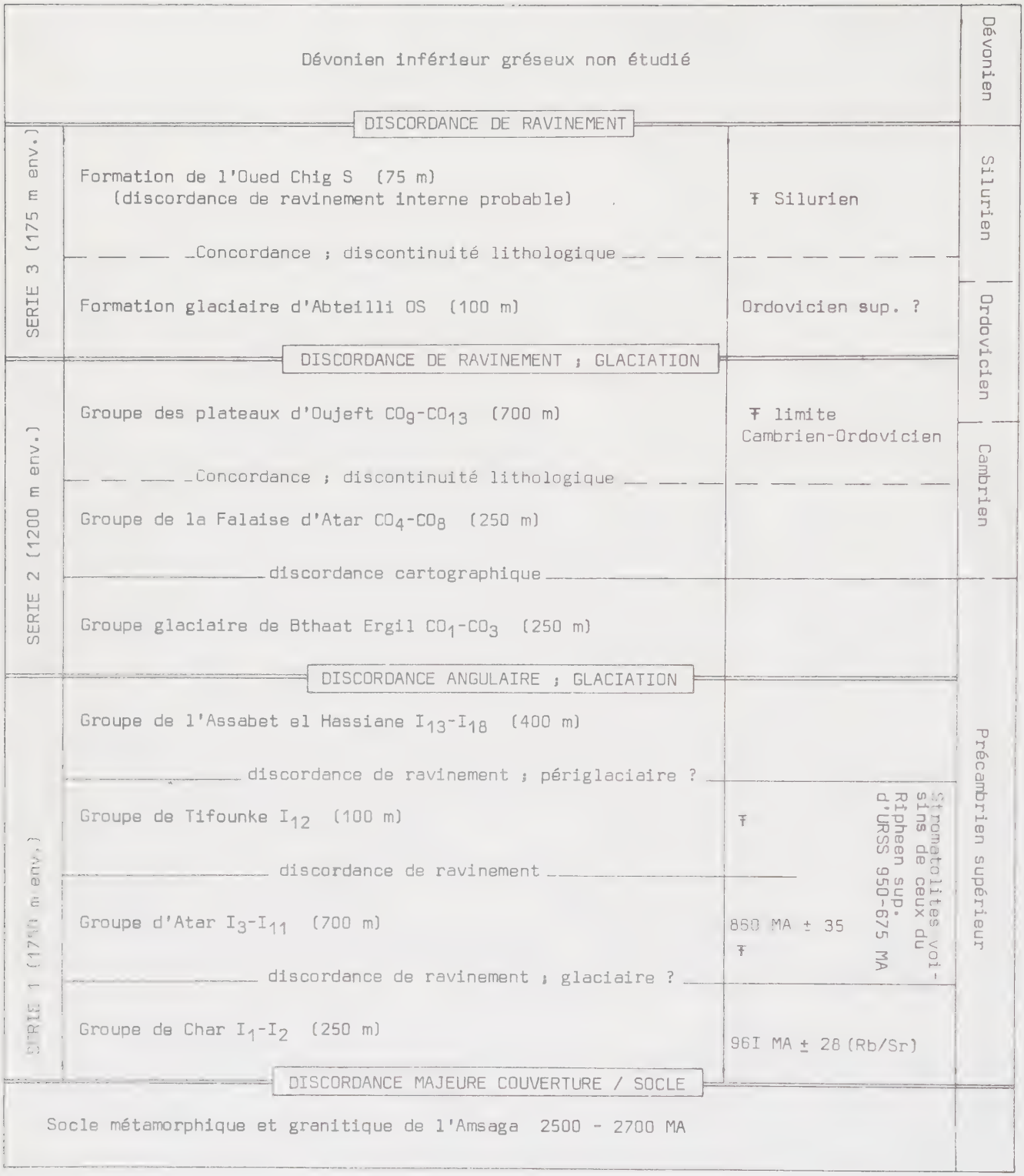


Tableau XLVI : La série stratigraphique infra-dévonienne de l'Adrar de Mauritanie (les âges proposés pour les diverses unités lithostratigraphiques sont hypothétiques).

La série 3, discordante sur la série 2, comprend deux formations lithologiquement fort différentes. La formation inférieure, gréseuse, continentale, d'origine glaciaire, est rattachée à l'Ordovicien supérieur. La formation supérieure est constituée par des shales à Graptolites du Silurien qui supportent en discordance le Coblencien gréseux.

Ces subdivisions sont pour la plupart lithostratigraphiques et les âges proposés sont souvent hypothétiques. La chronostratigraphie adoptée s'appuie sur des données fournies par les rares faunes et flores, sur les premiers âges radiométriques (Rb/Sr) obtenus sur la série 1 et, pour les glaciations du groupe de Bthaat Ergil et de la formation d'Abteilli sur des comparaisons avec l'échelle stratigraphique d'autres régions du monde où les phénomènes glaciaires sont bien connus et datés.

Les premiers fossiles de la succession stratigraphique sont les Brachiopodes inarticulés du groupe des Plateaux d'Oujeft qui permettent de proposer, pour le sommet de la série 2 en Adrar, un âge limite Cambrien-Ordovicien ou Ordovicien inférieur. Dans la formation des shales à Graptolites de l'Oued Chig, tous les étages du Silurien sont caractérisés grâce aux Graptolites pourtant généralement assez peu abondants. Enfin, dans la série 1, les Stromatolites, notamment les *Conophyton*, les *Jacutophyton* et les formes en colonnes, permettent de comparer les groupes d'Atar et de Tifounke au Riphéen supérieur d'U.R.S.S.

Les premiers âges radiométriques Rb/Sr obtenus sur la série 1, soit 961 ± 35 MA pour I_4-I_5 du groupe d'Atar, confirment et précisent les données fournies par la flore stromatolitique. La série 1 débute aux environs de 1.000 MA ; elle est bien, en première approximation, l'équivalent du Riphéen supérieur d'U.R.S.S.

L'assimilation de la glaciation du groupe de Bthaat Ergil à la glaciation du sommet du Précambrien supérieur, datée en plusieurs points du globe d'environ 650 MA, est compatible avec l'âge Précambrien supérieur proposé pour la série 1. Enfin, la mise en parallèle de la glaciation de la formation d'Abteilli avec les formations glaciaires datées du Caradoc au Sahara central et de l'Asghill au Maroc permet de préciser la chronostratigraphie de la base de la série 3.

B - LES PRINCIPAUX MILIEUX DE SEDIMENTATION RENCONTRES EN ADRAR AU PRECAMBRIEN SUPERIEUR ET AU PALEOZOIQUE INFERIEUR

Nous étudierons successivement :

- la sédimentation carbonatée du Précambrien supérieur,
- la sédimentation gréseuse du "Cambrien" et de la base de l'Ordovicien,
- la sédimentation glaciaire du sommet du Précambrien supérieur et de l'Ordovicien supérieur,
- la sédimentation post-glaciaire, essentiellement argileuse, qui a suivi le retrait de ces deux inlandsis.

Auparavant il nous faut dire un mot des caractéristiques générales de la sédimentation de craton que nous retrouverons plus ou moins prononcées dans les quatre environnements sédimentologiques que nous allons passer en revue. Ces caractéristiques ont été résumées récemment par S. Beuf, B. Biju-Duval, O. De Charpal, P. Rognon, O. Gariel et A. Bennacef (1971) et par G. Busson (1971) dans leurs études d'une part du Paléozoïque et d'autre part du Mésozoïque au Sahara.

Le craton ouest-africain est une vaste zone stable caractérisée au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur par une sédimentation homogène et peu épaisse. La faible épaisseur des sédiments s'explique en partie par la platitude du continent soumis à une altération et une érosion faibles qui ne livrent aux bassins que des quantités limitées de matériaux.

Etant donné le caractère monotone de la sédimentation et la superficie du craton ouest-

africain, il est nécessaire, pour reconstituer la polarité des phénomènes sédimentaires, d'étudier de vastes surfaces. De ce point de vue l'étude de l'Adrar est trop limitée. Pour les termes supérieurs de la série stratigraphique, la comparaison de nos résultats avec ceux obtenus par S. Beuf *et al.* (1971) au Sahara central nous a permis de contourner cette difficulté.

La mise en place d'une fine et régulière pellicule de sédiments sur d'aussi grandes étendues plates pose le problème des agents de transport des matériaux. Ce problème est difficile ; il a été discuté sur des exemples voisins par S. Beuf *et al.* (1971), G. Busson (1971) et H. Faure (1966). Dans tous ces exemples le transport s'est fait sur des centaines voire des milliers de kilomètres et ceci bien que les pentes entre la source des matériaux et le bassin de sédimentation soient manifestement infimes. Dans ces conditions la notion de ligne de rivage, séparant un domaine continental d'un domaine marin, doit être remplacée par celle de zone de rivage ou de transition. La réalité de cette zone de transition, qui peut être large de plusieurs centaines de kilomètres, a bien été démontrée par les travaux de S. Beuf *et al.* (1971) sur le Paléozoïque du Sahara central. Elle se marque dans les coupes par une alternance plus ou moins régulière de sédiments marins (grès à Scolithes par exemple) et de sédiments continentaux.

Sur ce craton stable les phénomènes climatiques prennent une grande importance et, en l'absence de perturbations tectoniques notables, ils sont finement enregistrés dans la sédimentation. Ils servent alors, associés aux quelques discordances, à établir les principales subdivisions de l'échelle lithostratigraphique.

La grande rareté des faunes dans les séries infra-siluriennes du bassin de Taoudeni rend difficile les corrélations chronostratigraphiques entre régions. Par contre l'homogénéité, à une époque donnée, de la sédimentation sur de vastes parties du craton encourage aux corrélations basées sur le faciès. C'est ce type de corrélations,assez dangereux, qui a longtemps prévalu dans l'Ouest africain. Ainsi nous aurons l'occasion de montrer que certains faciès gréseux (CO_{10} par exemple), qui ont recouvert au début du Paléozoïque la dalle saharienne, sont probablement hétérochrones : mis en place à partir d'un continent situé très loin au SE de l'Adrar, ils n'ont progressé vers le Nord et le Nord-Ouest que très lentement.

1) La sédimentation carbonatée à Stromatolites, du Précambrien supérieur

La base et la partie moyenne du Précambrien supérieur (groupes de Char, d'Atar et de Tifounke) sont caractérisées par une sédimentation rythmique où alternent formations carbonatées à Stromatolites et formations détritiques fines. L'arrivée de détritiques dans le bassin stoppe brutalement le développement de la flore stromatolitique.

Dans les formations détritiques fines, les siltstones et les grès à grès-quartzites fins à très fins sont le faciès dominant. Ils sont généralement bien classés et se sont déposés dans des bassins le plus souvent marins (glauconie à certains niveaux), fréquemment un peu sursalés, calmes. Le continent aplani, qui constituait la source des sédiments, était soumis à une érosion et une altération chimique modérées.

Les formations carbonatées, souvent dolomitiques ou calcaro-dolomitiques et en général dépourvues de détritiques, sont caractérisées par la grande abondance de la flore stromatolitique. Les Stromatolites, abondants sur toute la bordure nord-ouest du bassin de Taoudeni, connaissent leur développement maximal en Adrar de Mauritanie, zone où le caractère dolomitique de la

sédimentation est le plus accusé et où la subsidence est la plus régulière et la plus importante. L'étude des dépôts carbonatés d'une part et des Stromatolites d'autre part, permet de reconstituer les grands traits du milieu de sédimentation.

La mer, peu profonde, est généralement sursalée, d'où la formation de dolomie syngénétique ou, plus probablement, diagénétique précoce, comme cela se produit actuellement dans certaines parties du golfe Persique, sur les côtes de l'Australie du Sud, de la Floride, des Bahamas et du Vénézuela. La mer est continuellement alimentée en calcium et magnésium, dont l'origine est à rechercher soit dans un épisode volcanique basique, soit dans l'érosion d'un socle riche en roches calco-magnésiennes. Sur cette mince tranche d'eau très étendue, l'évaporation reste modérée, ne conduisant que rarement à des dépôts évaporitiques de toutes façons peu importants.

Les données fournies par les Stromatolites nous permettent de préciser ce paysage. Actuellement les algues responsables de l'édification des Stromatolites, vivent dans des eaux très peu profondes, aérées, riches en gaz carbonique, marines (zone intertidale et subtidale) ou plus rarement continentales. Il nous reste à voir si ces données sont en gros applicables aux Stromatolites du Précambrien supérieur de l'Adrar.

La répartition des formes actuelles et des formes précambriennes paraît fort différente. Alors que les Stromatolites actuels ne colonisent qu'un fin liséré côtier, au Précambrien ils envahissent de vastes portions du bassin de Taoudeni. Certains types se suivent sur toute la bordure nord-ouest du bassin soit sur près de 1.000 km, or cette bordure d'érosion à toutes les chances de ne pas coïncider avec le paléorivage de la mer du Précambrien supérieur. Pour certains auteurs, la prolifération des Stromatolites au Précambrien s'explique par l'absence des Métazoaires qui, plus tard, entreront en compétition avec les algues et freineront leur expansion. Mais cette différence de répartition peut également s'expliquer par la configuration très particulière de certains bassins du Précambrien supérieur très étendus et très plats.

La comparaison de la forme et de la structure des Stromatolites actuels et fossiles montre à la fois des similitudes et des différences. Similitudes dans la structure du feuillet hémisphérique, dans la texture caractérisée par le doublet couche claire - couche sombre, dans l'allure des récifs qui, aussi bien dans l'ancien que dans l'actuel, s'allongent parallèlement aux courants dominants. Différences dans les formes externes, certains Stromatolites comme les *Conophyton* n'ayant pas d'équivalents actuels.

Le piégeage de particules détritiques par le tapis algaire, important dans les formes actuelles, apparaît négligeable dans les formes fossiles où la précipitation biochimique des carbonates semble être le phénomène prépondérant. Le doublet ne correspond plus alors à une alternance de couches organiques et détritiques ; il reflète peut-être une variation du milieu entraînant le développement préférentiel de certaines algues au détriment du reste de la communauté.

Cette brève revue révèle beaucoup de similitudes entre Stromatolites fossiles et actuels. Une partie des différences observées peut s'expliquer par la morphologie très particulière de certains bassins du Précambrien supérieur ; l'autre partie est peut-être liée à un chimisme un peu particulier de la mer. Tout compte fait cette comparaison confirme que la notion d'actualisme est féconde même dans l'étude du Précambrien supérieur.

A cette époque le craton ouest africain est occupé par de grands bassins marins, à tendance légèrement sursalée, plats, très peu profonds qui sont des sortes d'immenses flaques d'eau sur un continent très aplani où alternent sédimentation détritique fine et sédimentation carbonatée biochimique. Des courants grossièrement N-S, probablement liés à la marée, assurent dans l'Ouest du bassin de Taoudeni, la répartition régulière, en une mince pellicule, des dépôts détritiques.

2) La sédimentation gréseuse du "Cambrien" et de la base de l'Ordovicien

Cette sédimentation peut être uniquement gréseuse comme dans le groupe des Plateaux d'Oujeft, ou bien seulement à dominante gréseuse, avec quelques passées carbonatées ou argileuses, comme dans le groupe de la Falaise d'Atar. Nous étudierons surtout le premier de ces deux types de sédimentation.

Le phénomène important et nouveau, par rapport au Précambrien supérieur, est l'apparition d'une pente qui, bien que faible, permet à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest de distinguer sans conteste un amont fournissant les matériaux et un aval les réceptionnant, qui peut être soit marin soit continental. Le continent se situe au Sud ou Sud-Est de l'Adrar, et est probablement centré sur l'actuel golfe de Guinée. La mer, cantonnée au Nord ou au Nord-Ouest de l'Adrar, en direction des actuelles îles Canaries, envahit progressivement le craton ouest-africain. En Adrar il faut attendre la fin du Cambrien ou le début de l'Ordovicien pour que la sédimentation devienne nettement marine. Les matériaux qui arrivent sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni sont fins à moyens, généralement bien triés et constitués de quartz associé à une faible proportion de feldspaths. Ils ont subi un long transport qui s'enregistre dans leurs principaux caractères pétrographiques.

Ce schéma paléogéographique nous conduit à individualiser dans le temps et dans l'espace la succession : dépôts continentaux, dépôts mixtes ou de transition et dépôts marins. Les faciès continentaux sont caractérisés par l'abondance des stratifications obliques, parfois associées en "gouttières". CO_{10} en est un bon exemple : c'est une série rouge, qui présente de nombreuses similitudes avec les Vieux et Nouveaux Grès Rouges, et dont les matériaux, après un long transport, se sont déposés dans un bassin continental soumis à un climat chaud et humide de type rubéfiant. Dans ces grès continentaux les agents de transport prennent une grande importance, puisqu'ils sont responsables non seulement de la lithologie mais aussi de la géométrie des corps sédimentaires. L'analyse des structures sédimentaires (stratifications obliques, obliques déversées, gouttières) indique un transport par un réseau fluviatile dense, à forte pente (de l'ordre de 1 %), dirigé du SE vers le NW. Compte tenu de cette pente, et en supposant que ces matériaux sont originaires d'un continent situé sur l'actuel golfe de Guinée, on est conduit à admettre, entre la source des sédiments et le bassin de sédimentation, une dénivelée supérieure à 20 km. L'altitude du continent était probablement très inférieure à ce chiffre ce qui laisse le problème du mode d'étalement de ces sables sur la dalle ouest africaine en partie non résolu. Le transport et l'étalement d'une telle quantité de matériaux est nécessairement un phénomène long et discontinu qui comprend des phases actives, correspondant soit à des pulsations orogéniques, soit à des variations climatiques, et des phases passives pendant lesquelles les matériaux sont stockés sous forme de dépôts résiduels. A l'échelle de l'Ouest africain ces grès sont hétérochrones.

Les dépôts mixtes ou de transition ne sont pas bien caractérisés en Adrar. Par contre ils sont nets au Tagant où l'équivalent de CO_{12} et CO_{13} est constitué d'une alternance de grès-quart-

zites à obliques et de grès-quartzites marins à Scolithes. A la limite Cambrien-Ordovicien, le Tagant se situe donc dans la zone de transition entre la mer et le continent, alors que l'Adrar est déjà dans la zone franchement marine.

Les dépôts marins sont généralement fins, très bien classés et bien stratifiés. Ils caractérisent une mer peu profonde où prolifèrent les Annélides (grès à Scolithes de CO_{12} et CO_{13}) associés localement à quelques Brachiopodes inarticulés.

La sédimentation détritique du Cambro-Ordovicien est donc dominée par la présence d'une pente reliant un continent méridional, au relief vigoureux probablement édifié aux environs de 600 MA par l'orogenèse pan-africaine et un vaste bassin septentrional marin ou continental, mais qu'au cours des temps la mer envahit progressivement. Cet environnement est fort différent de celui des "bassins en flaques" proposé pour le Précambrien supérieur.

3) La sédimentation glaciaire du Précambrien terminal et de l'Ordovicien terminal

Deux glaciations d'inlandsis, celle du Précambrien terminal et celle de l'Ordovicien terminal, ont été étudiées en détail. Elles ont des caractères fort différents : la première évoque l'exemple de l'inlandsis antarctique actuel, alors que la seconde présente de nombreuses analogies avec la glaciation quaternaire européenne et nord-américaine. La confrontation des caractères de ces deux glaciations est pourtant instructive ; elle permet de dégager quelques données communes fort intéressantes.

Une opinion assez couramment admise au sujet des glaciations anciennes est que la majorité des dépôts glaciaires correspondants sont marins (J.-C. Crowell, 1964) et géosynclinaux (S.W. Carey et N. Ahmad, 1960), car c'est dans ce contexte particulier qu'ils ont le plus de chance d'échapper à l'érosion. Selon ces auteurs, c'est ce type de dépôts, à la fois glaciaire, marin et géosynclinal, qu'il importe d'abord de savoir caractériser. Cette opinion n'est pas vérifiée en Adrar où les deux glaciations étudiées sont continentales. D'autre part la caractérisation des sédiments marins et géosynclinaux d'origine glaciaire reste, jusqu'à ce jour, délicate. C'est ainsi que dans un géosynclinal, des phénomènes de glissement sous-marin et des éruptions volcaniques sont capables d'engendrer des formations conglomératiques au faciès très voisin de celui des tillites. On peut donc se demander si, au contraire, ce ne sont pas les dépôts continentaux qui restent les plus sûrs témoins des glaciations anciennes et si ce n'est pas sur la caractérisation de ces faciès que doivent d'abord porter les efforts des géologues.

Nous distinguerons, un peu arbitrairement, dans l'étude de la sédimentation glaciaire, les phénomènes d'érosion et de sédimentation.

Dans une glaciation continentale le substratum joue un rôle considérable. Ses caractéristiques déterminent l'intensité de l'érosion, mais aussi, comme nous le verrons plus loin, la nature de la sédimentation. Le substratum intervient par sa morphologie et sa structure, par sa lithologie et par son degré d'altération. S. Beuf *et al.* (1971) ont clairement mis en évidence l'influence de la structure du substratum sur les caractères de la glaciation fini-ordovicienne du Sahara central. De même la lithologie est un facteur important : dans le Hank le substratum carbonaté situé immédiatement sous la tillite est soit strié et poli, soit intensément bréchifié ; en Adrar les grès-quartzites ne portent généralement aucune marque d'érosion glaciaire, alors que localement les calcaires silteux et les siltstones de I_6, finement lités, très incompétents, ont

été violemment plissés par le glacier. Enfin c'est le degré d'altération très important du substratum gréseux cambro-ordovicien qui explique les caractères très particuliers de la glaciation fini-ordovicienne en Adrar : absence de substratums striés ou moutonnés et de niveaux conglomératiques, abondance des eskers.

Un des caractères communs aux deux glaciations est la planéité du substratum sur de vastes superficies. Surface plane avec de rares cuvettes peu marquées (ombilics) dans le cas de la glaciation du Précambrien terminal, surface plane avec quelques vallées glaciaires étroites et encaissées pour la glaciation fini-ordovicienne. Cette planéité peut avoir deux origines : il peut s'agir d'une surface d'érosion glaciaire ou bien d'une surface d'altération continentale façonnée *avant* l'arrivée des glaces. Ceci nous conduit tout naturellement à poser le problème fondamental de la capacité d'érosion d'un inlandsis. Les réponses diffèrent très sensiblement avec les auteurs. Pour quelques géologues et géographes le glacier agirait à la manière d'un énorme rabot érodant, nivelant tout sur son passage. Cette opinion repose notamment sur la grosseur de certains blocs erratiques et sur la forte épaisseur de certaines successions glaciaires. Ainsi pour W.A. White (1972), la mise à nu de larges zones de socle précambrien tant en Amérique du Nord (Canada) qu'en Europe (Scandinavie et Nord de l'U.R.S.S.) serait le fait des inlandsis quaternaires qui auraient érodé toute la couverture sédimentaire. Pour d'autres auteurs, et notamment pour L. Lliboutry (1965), le pouvoir d'érosion de la glace est limité. Le glacier remanie surtout des manteaux d'altérations formés soit lors de périodes continentales antérieures à l'arrivée du glacier, soit sous climat périglaciaire voire tempéré lors des fluctuations de l'inlandsis (J. Tricart et A. Cailleux, 1962 ; M. Brochu, 1962 ; J.-P. Bakker, 1965). Contrairement à une opinion couramment admise, les basses températures ne diminueraient pas sensiblement l'intensité de l'altération chimique (R.C. Reynolds, 1971 ; R.C. Reynolds et N.M. Johnson, 1972). L'exemple de la glaciation fini-ordovicienne en Adrar vient s'inscrire en faveur de cette seconde hypothèse.

Tout compte fait, il semble bien que le pouvoir d'érosion du glacier soit assez faible. Par contre ce dernier paraît capable de remanier des dépôts meubles préparés par une altération antérieure ou bien encore ses propres dépôts comme c'est le cas dans les deux glaciations de l'Adrar. Selon D.A. Warnke (1970), qui se fonde sur l'exemple de l'Antarctique, le pouvoir d'érosion de l'inlandsis varierait considérablement dans le temps, un peu à la manière de celui d'un fleuve : érosion importante durant la jeunesse du glacier, décroissant durant sa maturité jusqu'à atteindre un niveau très faible. Ainsi, actuellement, la calotte glaciaire antarctique ne charrie que très peu de matériaux grossiers.

Si l'érosion glaciaire est finalement assez faible, la sédimentation doit l'être également. Or,on cite fréquemment dans la littérature, des exemples de très épaisses séries glaciaires. En y regardant de plus près, on constate que la quasi-totalité de ces séries sont marines, souvent géosynclinales, et qu'il est difficile d'y séparer les apports glaciaires des autres apports terrigènes. Généralement l'ensemble est considéré comme d'origine glaciaire. De plus l'origine glaciaire des séries citées n'est pas toujours indiscutablement prouvée. Par contre il semble bien que les dépôts glaciaires continentaux anciens, les seuls, parmi les sédiments glaciaires fossiles, qui soient actuellement aisés à caractériser, sont en général peu épais, de quelques mètres à 2 ou 300 m. C'est également l'épaisseur des sédiments glaciaires quaternaires continentaux d'Amérique du Nord et du Canada. En Adrar de Mauritanie, l'épaisseur moyenne des dépôts glaciaires du Précambrien supérieur est de l'ordre de 20 m, celle des dépôts glaciaires de la fin de l'Ordovicien d'environ 100 m.

La lithologie des sédiments glaciaires continentaux est largement influencée par celle du substratum : en Adrar, le caractère carbonaté des dépôts glaciaires du Précambrien terminal est lié à la nature calcaro-dolomitique de la série I et le caractère uniquement détritique des dépôts fini-ordoviciens à la nature gréseuse de leur substratum cambro-ordovicien. Si les blocs peuvent être transportés sur d'assez longues distances (dans le Hodh les terrains glaciaires fini-ordoviciens contiennent des blocs de socle provenant de la dorsale de Léo éloignée de près de 1.000 km), les détritiques fins paraissent être empruntés au substratum avoisinant. Ainsi la fraction argileuse des tillites du Précambrien supérieur varie avec la nature de la phase argileuse du substratum ; illite sur les groupes d'Atar et de Tifounke, illite et montmorillonite sur le groupe de l'Assabet el Hassiane. L'exemple de la glaciation du Précambrien supérieur montre que la sédimentation chimique (précipitation des carbonates et de la barytine) joue parfois un rôle important au sein de la sédimentation glaciaire. Le glacier n'est pas seulement un agent d'érosion mécanique : les travaux récents tendent à montrer que l'altération chimique n'est que peu entravée par les basses températures et que les sédiments chimiques (gypse, sel, carbonates ...) occupent une place non négligeable au sein des dépôts glaciaires.

Les dépôts glaciaires varient également dans leur lithologie en fonction du lieu de leur formation par rapport au front des glaces. Il existe une véritable zonation autour de l'inlandsis. Les dépôts morainiques se déposent au pied même du glacier. Les éléments grossiers restent sur place, tandis que les fins sont entraînés par les eaux de ruissellement, et ceci d'autant plus loin qu'ils sont plus fins. En Adrar, certains dépôts fluvio-glaciaires de la glaciation du Précambrien terminal et les eskers de la glaciation fini-ordovicienne sont typiquement des sédiments et des structures de la zone proglaciaire. Par contre certaines structures, comme les fentes en coin des Jbeliat, caractérisent la zone périglaciaire qui n'est plus sous la dépendance directe du glacier, mais sous celle du climat froid.

L'étude de la sédimentation glaciaire suppose donc, d'une part la reconnaissance de vastes régions, seule méthode pour mettre en évidence la zonation des dépôts, et d'autre part l'étude détaillée de zones particulières comme les Jbeliat, qui permet de reconstituer l'histoire complexe de la glaciation. Si l'érosion glaciaire a été très étudiée, notamment par les géomorphologues, la sédimentation glaciaire, moins spectaculaire dans ses manifestations, reste mal connue.

4) La sédimentation post-glaciaire du Précambrien terminal et du Silurien

A l'échelle géologique la fonte de l'inlandsis est quasi instantanée. Elle entraîne une transgression marine immédiate (la fonte des glaces terrestres actuelles amènerait une montée générale du niveau des mers de l'ordre de 65 m) et une remontée isostatique des continents englacés un peu plus lente. Nous examinerons successivement l'histoire post-glaciaire du continent, puis de l'océan, en nous référant surtout à l'exemple de la glaciation fini-ordovicienne.

Le continent est très aplani comme le prouve la planéité du mur du Silurien. Il est encombré de dépôts glaciaires détritiques que la mer va plus ou moins remanier et étaler ce qu'atteste la présence de Brachiopodes à la partie supérieure de la formation d'Abteilli. La remontée isostatique est relativement rapide et importante comme le montrent par exemple les variations d'épaisseur du Llandovery, très mince sur le pourtour de l'inlandsis où cette remontée a été précoce (Adrar), et plus épais au Sahara central.

En Adrar, le climat très froid au début du Silurien se réchauffe rapidement pour devenir franchement chaud à la limite Wenlock-Ludlow $e\beta_1$ (dépôts de phosphates, d'ocres, formation de quartz cariés) et peut-être même avant (Gala-Tarannon ?).

La mer, peu profonde, envahit brusquement une bonne partie du continent aplani par les glaces. Les faunes nous indiquent que c'est une mer froide dont le réchauffement est fort lent, beaucoup plus lent que celui du continent : la mer silurienne joue le rôle d'un régulateur thermique. Cette opposition, entre un continent bon conducteur et rapidement réchauffé et une mer qui reste froide pendant une bonne partie du Silurien, permet de rendre compte de la phosphatogenèse. Aussi bien dans le cas de la glaciation du Précambrien terminal que dans celle de la fin de l'Ordovicien, la transgression marine, qui accompagne la fonte de l'inlandsis, est marquée par une sédimentation argileuse ou argilo-silteuse, associée soit à des dépôts siliceux (groupe de Bthaat Ergil), soit à de rares dépôts gréseux ou carbonatés (Silurien). La transgression, qui a suivi la fonte de l'inlandsis quaternaire, a elle aussi souvent déposé des argiles sur la bordure des continents déglacés : c'est le cas par exemple des argiles déposées au Canada par la mer de Champlain. Dans tous ces exemples et plus particulièrement dans le cas du Silurien à dominante argileuse sur l'ensemble du globe, se pose le problème de l'origine des minéraux argileux. En Adrar de Mauritanie, les argiles siluriennes sont détritiques et minéralogiquement très proches de celles des formations glaciaires fini-ordoviciennes dont elles dérivent probablement par remaniement et recyclage.

A l'échelle de l'Adrar le contraste est grand entre les dépôts glaciaires presque uniquement gréseux de la fin de l'Ordovicien et les argiles du Silurien. La glaciation semble procéder à un gigantesque tri granulométrique séparant les détritiques grossiers transportés et déposés par les glaces et les détritiques fins, silts et surtout argiles, entraînés sur le pourtour du continent lors de la fonte de l'inlandsis et sédimentés au cours de la transgression post-glaciaire. Ce schéma n'est pas sans rappeler celui de la latéritisation où les éléments en solutions et une partie des argiles héritées ou transformées sont évacués, alors que sur le continent ne subsistent, comme résidu, que du quartz, des feldspaths, quelques minéraux lourds et du fer.

Le Silurien apparaît donc comme la continuation de l'histoire de la glaciation fini-ordovicienne. Une bonne partie des sédiments siluriens doit être considérée comme issue du remaniement des dépôts glaciaires, ce qui augmente assez nettement le volume initial de la sédimentation glaciaire de la fin de l'Ordovicien. Nous avons là un bon exemple de sédiments résiduels stockés sur le continent puis recyclés dans la sédimentation marine ; l'interprétation sédimentologique, et surtout paléoclimatique, de telles formations est toujours difficile et est fréquemment la source d'erreurs grossières.

Le Silurien de l'Afrique occidentale, où les faunes de Graptolites permettent d'opérer une chronostratigraphie détaillée, est un terrain de choix pour l'étude des phénomènes qui accompagnent le retrait d'un inlandsis : transgression marine eustatique et sédiments corrélatifs, remontée isostatique du substratum qui, à la manière d'une onde, paraît suivre de près le retrait des glaces.

Si la sédimentation chimique ou biochimique semble parfaitement s'accommoder de l'extrême platitude du craton ouest africain, par contre la sédimentation détritique pose le problème des

agents de transport. Ce transport s'effectue de trois manières différentes : au Précambrien supérieur c'est probablement la marée qui étale les sédiments détritiques fins en un mince voile régulier ; à la fin de l'Ordovicien et du Précambrien supérieur c'est un inlandsis qui assure le transport de matériaux parfois très grossiers ; enfin, au Cambro-Ordovicien, les sédiments s'écoulent lentement, par gravité, sur un gigantesque plan faiblement incliné vers le NNW.

Sur la bordure nord-ouest du bassin de Taoudeni, au Précambrien supérieur, la sédimentation est alimentée par un continent situé au Nord de l'Adrar de Mauritanie, en direction des Iles Canaries ou du Maroc. Au Cambro-Ordovicien et au Silurien le continent se situe au SE quelque part vers le golfe de Guinée. L'orogenèse pan-africaine peut être tenue pour responsable de ce profond remaniement de la répartition des mers et des terres aux alentours de 600 MA.